

УДК 551.432.8

© 2000 г. Д.В. БОРИСЕВИЧ

**ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ЧАСТЕЙ
КОНТИНЕНТОВ: ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

В 1997 г. была завершена работа над серией монографий об истории развития рельефа континентов в мезозое и кайнозое. В первой описывается история развития рельефа Африки, Австралии и Южной Америки [1], во второй – Западной Европы [2], в третьей – Азии и Северной Америки [3]. Кроме того, была опубликована монография по истории развития рельефа Урала, одного из наиболее детально изученных в геоморфологическом отношении районов Мира [4]. При этом подтвердилось, что на всех континентах в их платформенных частях развита серия из пяти коррелирующихся между собой по возрасту поверхностей выравнивания, как это ранее для континентов Южного полушария установил Кинг [5]. Однако в определении их возраста он допустил ошибки. Возраст самой древней поверхности, сохранившейся лишь на вершинах останцовых гор, выделяемой под названием "гондванской", он определял как юрский. Образование следующей, "постгондванской" поверхности происходило, по его мнению, во время краткого эпизода в среднемеловое время, и она успела развиться лишь в виде придолинных педиментов вдоль меловых долин, врезанных в останцы "гондванской" поверхности выравнивания. Сами "гондванские" останцы возвышаются над наиболее обширной поверхностью выравнивания, которую Кинг справедливо считает "главной поверхностью", в результате расчленения которой создались основные черты современного рельефа платформенных частей континентов. Образование этой поверхности Кинг относит к раннему кайнозое и в Африке выделяет ее под названием "африканской", а на других южных континентах соответственно – "австралийской" и "суламериканской". В эту поверхность врезаны две более молодые поверхности, сформированные в позднем кайнозое.

Возраст поверхности выравнивания, соответствующей "гондванской" поверхности, на всех материках оказался не юрским, а триасовым. На Урале, как это давно выяснили Яншин, Вахрушев и Борисевич [4], аналог "гондванской" поверхности имеет среднетриасовый возраст, причем она сохранилась как на вершинах останцовых гор, так и на днищах Челябинских грабен и плоской Таналык-Боймакской депрессии, где ее покрытая мощной латеритной корой выветривания поверхность перекрывается верхнетриасовыми и юрскими отложениями.

Во Франции, на Центральнофранцузском массиве, как указывает Жоли [6], над основной поверхностью выравнивания, имеющей раннемеловой возраст, возвышаются останцовые горы, имеющие относительную высоту около 500 м, причем на выровненной поверхности останцовой горы Лозер поверх мощной толщи тропической коры выветривания имеется покров юрских отложений, с несомненностью свидетельствующий о триасовом возрасте этой "гондванской" поверхности. Такие же триасовые останцовые горы, как отмечает Жоли, имеются в Сегала и Морване.

В Африке триасовый возраст "гондванской" поверхности определяется на основании того, что на вершинах останцовых гор (Табус-Индуна около Буловайо и горы Ганс в

Намибии) сохранились остатки покрова "стормбергских" базальтов, излившихся в триасе.

В Австралии Твидейл и др. [7] выяснили, что на останцовых горах Флиндерс, Маунт-Люфти, горах полуострова Эйр и острова Кенгуру, которые Кинг считал "гондванскими" останцами, возраст "гондванской" поверхности оказался не юрским, а триасовым. Так, на острове Кенгуру "гондванская" поверхность, имеющая покров из мощной латеритной коры выветривания, перекрыта базальтами, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, оказался среднеюрским. Исходя из того, что ближайшая к средней юре эпоха с гумидным тропическим климатом, во время которой могла сформироваться кора выветривания латеритного типа, существовала в триасе, возраст "гондванской" поверхности определяется Твидейлом как триасовый.

Возраст "африканской" поверхности выравнивания и ее аналогов на других континентах ("австралийской" и "суламериканской") не раннекайнозойский, как считает Кинг, а позднелюрско-раннемеловой. К этому заключению пришло большинство исследователей, занимавшихся в последнее время изучением поверхностей выравнивания в Африке, Австралии, Южной Америке, Европе, Азии и Северной Америке, причем для идентификации ее большое значение имеет наличие на ней мощной латеритной коры выветривания. В Африке Мишель [8], исследовавший в последние годы Гвинейское нагорье, поверхность которого Кинг считал "африканской" поверхностью, имеющей раннекайнозойский возраст, выяснил, что она имеет среднемеловой возраст. Это подтверждают и исследования Донне [9], установившей, что на восточной окраине нагорья его поверхность, покрытая мощной латеритной корой выветривания, уходит под верхнемеловые песчаники Карно, нижние горизонты которых обогащены продуктами перемыва этой коры выветривания.

В Австралии все современные исследователи: Твидейл, Оллиер, Янг и другие пришли к заключению о допозднемеловом возрасте "австралийской" поверхности и о позднемеловом возрасте покрывающей ее мощной латеритной коры выветривания, причем Маббут [10] установил, что поверхность плато Эйнасли, которую Кинг считал "африканской", при прослеживании на запад срезает меловые и эоценовые отложения, на самом деле наклонена в сторону залива Карпентария и уходит под отложения верхнемелового возраста, что указывает на ее раннемеловой возраст.

В последнее время в Австралии на "австралийской" поверхности обнаружена густая сеть меловых долин. Фейрбридж и Финкл [11] изучили две древние долины, прорывающие хребт Дарлинг, и установили, что их аллювиальные отложения (получившие названия "формации гринбуш") содержат пыльцу раннемеловых растений. Аллювиальные отложения нацело выветрены во время эпохи позднемелового формирования латеритной коры выветривания, что привело Фейрбриджа и Финкла к заключению о раннемеловом возрасте "австралийской" поверхности и позднемеловом – латеритной коры выветривания.

В Южной Америке, как и на других континентах, на "суламериканской" поверхности, выделяемой Кингом, сформировалась мощная латеритная кора выветривания. На Гвианском щите эта кора выветривания, развитая на железистых кварцитах, представлена гематитами и разрабатывается железорудной компанией "Ориноко", геологи которой выяснили, что образование коры выветривания произошло минимум 50 млн. лет назад. К заключению о меловом возрасте этой коры пришли и геологи Рукмик и Лушингер [12].

На Бразильском щите, на его юго-восточной окраине (плато Барбарема), Меснер и Вулридж [13] выявили, что поверхность выравнивания щита, покрытая латеритной корой выветривания, уходит под покров верхнемеловых континентальных отложений. На юге бассейна Мараньяо на "суламериканской" поверхности располагается небольшое излияние базальтов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, датируется 128 млн. лет (Асмус [14]). Такой же возраст (120 млн. лет) имеет гигантский покров базальтов Серра-Жераль, перекрывающий "суламериканскую" поверхность юга Бразильского щита и свидетельствующий о ее раннемеловом возрасте.

В Западной Европе первые данные о раннемеловом возрасте основной поверхности выравнивания появились довольно давно. Мартонн [15] еще в пятидесятых годах пришел к заключению о меловом возрасте поверхности Центрального Французского массива и постгерцинском возрасте поверхности, венчающей возвышающиеся на ней останцовые горы. Гиессинг [16] в 1967 г. установил, что покрытая мощной латеритной корой выветривания основная поверхность выравнивания Балтийского щита имеет раннемеловой возраст, так как на юге щита уходит под покров морских верхнемеловых отложений.

Некоторые геоморфологи старшего поколения продолжают придерживаться мнения о молодости рельефа. Например, Бюдель [17] возраст основной поверхности выравнивания Европы считает плиоценовым, а Геллерт [18] – олигоценным, но подавляющее большинство современных исследователей приводит доказательства раннемелового возраста основной поверхности выравнивания Европы и триасового возраста увенчивающих ее останцовых гор.

В Англии, в Кембрийских горах, как показали исследования Баттиану-Куеней [19], основная поверхность выравнивания сформировалась в среднемеловое время; позднее на нее наложилась ферралитовая кора выветривания. Над этой поверхностью поднимаются останцовые горы (Сноудон и др.). В Уэльсе, по данным Коке-Делуилл [20], основная поверхность выравнивания (Корнуолл) образовалась до сеномана, и в конце позднего мела на ней сформировалась мощная кора выветривания. Возраст поверхности на вершинах возвышающихся над ней останцовых гор (Эксмур) Коке-Делуилл определяет как постгерцинский и начало формирования ее относит к перми, а окончание – к триасу.

Недавние исследования Бергстрема [21] для Южной Фенноскандии подтвердили раннемеловой возраст основной поверхности Балтийского щита, наличие на ней латеритной коры выветривания и факт перекрывания ее периферии морскими верхнемеловыми отложениями. В Финляндии, как установили Сёдерман и Кейонен [22], на раннемеловой поверхности Балтийского щита сохранилась мощная (до 120 м) кора выветривания тропического типа, формирование которой они относят к апту-альбу.

В Арденнах и Рейнских Сланцевых горах раннемеловая поверхность развита в виде придолинных педиментов, разделенных останцовыми хребтами аппалачского типа. Еще в 1960 г. бельгийские исследователи Макар и Алесандре установили, что поверхность межгорных депрессий Арденн имеет мощный покров латеритной коры выветривания и местами перекрывается морскими отложениями верхнего мела.

Недавние исследования Биркенхауэра [23] подтвердили существование в Рейнских Сланцевых горах поверхности, покрытой мощной латеритной корой выветривания, образовавшейся, как он выяснил, на границе позднего мела – раннего палеогена. О раннемеловом возрасте этой поверхности свидетельствует и находка в приуроченных к ней терригенных отложениях костей игуанодонта *Bernisart* и остатков флоры *Waldienne*, сделанная Вуазеном [24].

На поверхности Богемского массива Демек [25] установил существование мощной (до 100 м) латеритной коры выветривания, что подтвердил и Крал [26] при исследовании в Крушногорском районе, что, по его мнению, достоверно определяет возраст основной поверхности выравнивания массива как допозднемеловой.

На севере Иберийского полуострова Коуде-Гауссен [27] установил существование двух поверхностей – нижней, покрытой мощной латеритной корой выветривания, и верхней, сохранившейся на вершинах останцовых гор. На Северной Месете, по данным Гарсия-Аббада и Мартин-Серрано [28], на "исходной" поверхности также развита кора тропического типа, причем на юго-востоке поверхность, покрытая корой выветривания, уходит под покров морских верхнемеловых отложений, что, по их мнению, свидетельствует о меловом возрасте этой поверхности, над которой возвышаются останцовые горы "апалачского" типа.

В Восточной Европе раннемеловой возраст основной поверхности выравнивания Урала был установлен Борисевичем еще в 1939 г. В последующее время все исследова-

дователи Урала: Гудошников, Сигов, Гузовский, Шуб, Шагалов и др. также пришли к заключению о раннемеловом возрасте этой поверхности, а Шагалов на основании анализа пяти образцов покрывающей ее коры выветривания определил абсолютный возраст коры – около 70 млн. лет [4]. На раннемеловой поверхности Урала сохранились раннемеловые долины с аллювием, подвергшимся латеритному выветриванию. Раннемеловой возраст долин подтверждается наличием в их аллювии пылицы раннемеловых растений (цикадовых – родов *Zonoptycha*, *Trilistrium*, хвойных – *Oedemosacus Naum* и спор *Stenozonotrilletes*) [29]. В раннем мелу сформировалась поверхность выравнивания, увенчивающая Украинский щит и Воронежскую антеклизу. Позднеюрско-раннемеловой возраст поверхности Украинского щита подтверждается данными Савко и Додатко [30], изучившими покрывающую ее древнюю кору выветривания и установившими ее позднемеловой возраст. На поверхности щита сохранились раннемеловые долины, выветрелый аллювий которых содержит пылцу и споры (*Pinaceae*, *Gleichenia stielata*, *Leiostreites*, *Stenozonotrilletes* и др.) [31], аналогичные ранее выявленному пыльцевому комплексу раннемеловых долин Урала.

На поверхности Воронежской антеклизы, по данным Раскатова [32], также сохранились раннемеловые долины с аллювием, подвергшимся выветриванию одновременно с формированием позднемеловой коры выветривания, хорошо сохранившейся в пределах антеклизы.

В Казахстане и районах Средней Азии, как выяснил Селиверстов [33], основная широко распространенная поверхность сформировалась в ранне-среднемеловое время, и в позднем мелу на ней образовалась латеритная кора выветривания с бокситами. Над ней возвышаются останцовые горы, вершины которых увенчаны остатками поверхности, возраст которой Селиверстов считает доюрским.

В Монголии, по данным Николаевой и Шувалова [34], выработка основной поверхности выравнивания, над которой возвышаются лишь останцовые горы, произошла в конце неокома. Девяткин и др. [35] констатируют, что на этой поверхности в ряде районов сохранилась древняя кора выветривания, местами перекрытая осадочными толщами верхнего мела, что свидетельствует о раннемеловом возрасте этой поверхности.

На Сибирской платформе первое достоверное определение возраста основной поверхности выравнивания было сделано Филатовым и др. [36]. У подножья триасового останца, возвышающегося над этой поверхностью, в верхней части покрывающей поверхность мощной латеритной коры выветривания были найдены остатки ожелезненной древесины *Cladoflebis* и *Equisetites*, возраст которых, по заключению сотрудника ВСЕГЕИ И.В. Васильева, не моложе мела. К заключению о раннемеловом возрасте этой поверхности и позднемеловом возрасте покрывающей ее коры выветривания пришли как исследователи, проводившие геоморфологические исследования при поисках бокситов (Пельтек, Табацкий, Кустов, Левина, Лейбциг и др.), так и сотрудники Аэрогеологии (Леонов и др.). Кроме того, были выявлены многочисленные раннемеловые долины с аллювием, подвергшимся выветриванию в позднемеловое время [3].

В Северной Америке поверхность выравнивания Мидконтинента, выделяемая под названием Лексингтонской поверхности и поверхности Высокого Рима (аналоги Гаррисбергской поверхности Аппалачей), местами имеет покров из мощной (на плато Салем до 120 м) латеритной коры выветривания. Кроме того, на плато Салем Фрие [37] обнаружил аллювиальные отложения с нацело выветрелой галькой неустойчивых пород, возраст которых он определяет как меловой. Недавно Датц [38] подтвердил, что вся поверхность Мидконтинента представляет собой меловой пенеплен, так как на его поверхности в Миннесоте, Айове и Висконсине сохранились галечники меловой континентальной формации Виндров.

Фейрбридж [39] выявил существование в Висконсине мощной феррикретовой коры выветривания, что, по его мнению, свидетельствует о раннемеловом возрасте поверхности, к которой они приурочены, дошедшей до наших дней почти без изменения. Фейрбридж считает раннемеловой поверхностью выравнивания и поверхность Канад-

ского щита на основании того, что на ней в провинции Квебек сохранились остатки мелового континентального покрова.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что как на Урале, где средне-триасовый возраст аналога "гондванской" поверхности и раннемеловой (соответствующий "африканской" поверхности) был определен раньше всего [29], так и на всех континентах возраст "гондванской" поверхности установлен сейчас как триасовый, а "африканский" – как раннемеловой, т.е. "африканская" поверхность является на самом деле "постгондванской", которая в виде долинных педиментов вдается в пределы останцов триасовой поверхности, как это констатировал и Кинг [5].

Сформировавшаяся после позднемеловой более молодая (палеогеновая) поверхность выравнивания в Европе, Азии, Африке и Австралии хорошо идентифицируется по наличию на ней кремнистой коры выветривания (силькретов), возникшей в конце палеоцена. Как выяснилось при корреляции поверхностей выравнивания материков Северного и Южного полушарий [40], хорошо коррелируются между собой и две более молодые (миоценовая и плиоценовая) поверхности, причем для них характерен мало-мощный покров из элювиально-делювиальных красноцветных глин. Таким образом, на всех платформенных частях материков присутствует одинаковая и по числу (пять), и по возрасту серия поверхностей выравнивания.

Каковы же условия формирования поверхностей выравнивания и причина их единообразия на всех континентах?

Дэвис считал, что формирование пенепленов происходит путем плоскостного снижения земной поверхности в эпохи стабильного положения базиса эрозии рек, каковым является уровень океана. Однако темп снижения поверхности междуречий крайне незначителен. Фейрбридж и Финкл [11] установили, что на плато Дарлинг, на юго-западе Австралии, остатки флювиогляциальных конгломератов пермского возраста, залегающие ранее на днищах долин, в связи с инверсией рельефа возвышаются сейчас на 25 м над позднеюрско-раннемеловой поверхностью выравнивания. Так как эта территория на протяжении 250 млн. лет была сушей, средний темп плоскостной денудации определяется Фейрбриджем и Финклом от 10 до 20 см за один млн. лет. Неверно также и представление Дэвиса о том, что базис эрозии рек (уровень океана) в течение всего времени формирования глобальных поверхностей выравнивания остается постоянным. Достаточно посмотреть на палеогеографические карты, чтобы убедиться, что за десятки млн. лет, требующихся для выработки триасовой и меловой поверхностей, все время происходили многочисленные трансгрессии и регрессии. Поэтому становится очевидным, что формирование поверхностей выравнивания происходит в таких условиях, при которых профили равновесия рек не испытывают изменений, несмотря на колебания уровня океанов.

Пенк [41] считал, что такие условия создаются в пределах крупных сводовых поднятий, в связи с ростом которых в их периферических частях увеличивается уклон приуроченных к ним русел рек, что вызывает врезание рек, образование крутых участков падения и водопадов. В связи с этим вышележащие участки становятся висячими долинами со своими местными базисами эрозии, независимыми от колебаний уровня океана, и служат, как считал Пенк, "долговременным" базисом денудации для формирования привязанных к ним поверхностей выравнивания. Само образование поверхностей выравнивания, как выяснил Пенк, происходит путем отступления склонов, т.е. путем бокового срезания возвышенностей; этот процесс он назвал педипленацией.

Из последующих исследователей на позициях Пенка стоит Кинг [5], считающий, что поверхности выравнивания формируются на уровне висячих долин, причем однажды заложившиеся уступы могут продвигаться, формируя поверхности выравнивания с такой же скоростью, как продвигаются вверх по рекам крутые перепады их русел. Из российских исследователей эти взгляды разделяет Тимофеев [42], который считает, что поднятие территории не препятствует ее выравниванию, причем и в горах, и на платформенных равнинах образуется лестница поверхностей выравнивания, привязан-

ных к местным базисам эрозии, площади которых продолжают все время расти путем отступления разделяющих их уступов.

Мнение Пенка о формировании поверхностей выравнивания путем отступления их тыловых уступов и бокового срезания имевшихся ранее возвышенностей явилось большим вкладом в понимание процесса образования поверхностей выравнивания. Но его представление о том, что поверхности выравнивания формируются на поднимающихся территориях, будучи привязанными к местным базисам денудации – к уровню всиячих долин – является ошибочным. Пенк не учел того обстоятельства, что скорость формирования поверхностей выравнивания и скорость регрессивной эрозии рек – величины совершенно не сравнимые между собой.

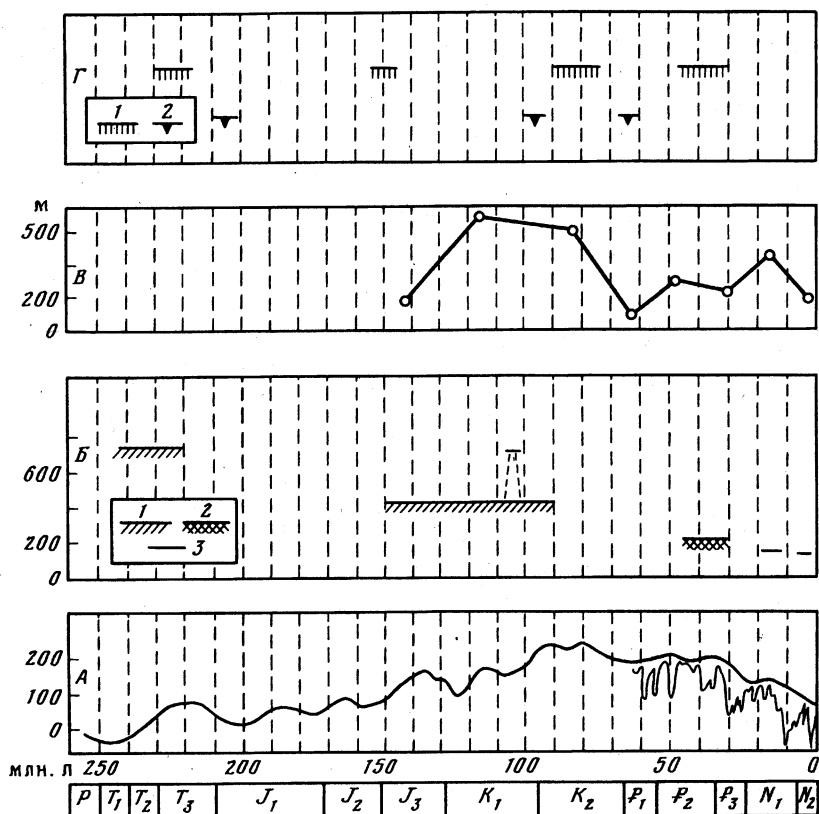
Процесс регрессивной эрозии, с геологической точки зрения, почти мгновенный. Например, по данным Чумакова [43], в олигоцене-миоцене долина Нила была хорошо разработана, имела большую ширину и зрелый облик. На границе миоцена и плиоцена, в связи с осушением Средиземного моря долина Нила превратилась в всиячую долину, оторванную уступом высотой в несколько километров от осушившегося днища моря. За отрезок времени от позднего миоцена до раннего плиоцена в широкую миоценовую долину врезалась узкая, ныне погребенная, долина протяженностью более 1500 км, глубина которой близ устья Нила достигала, по данным Саида [44], 2500 м, а в Верхнем Египте – 400 м [43].

Некоторое представление о скорости отступления тылового уступа при выработке поверхностей выравнивания можно получить из анализа данных о миоценовой поверхности, развитой на восточном побережье Индостана. Здесь восточнее прибрежной миоценовой морской аккумулятивной равнины, сложенной Куддуларскими песчаниками и гравелитами, расположенной на высоте около 200 м над уровнем моря, протягивается полоса миоценовой поверхности выравнивания шириной около 35 км и высотой 200–250 м, ограниченная с востока высоким (более 700 м) уступом плато Махараштра [45]. Отрезок времени, за который сформировалась эта поверхность, точно определить затруднительно, но если считать, что формирование продолжалось в течение всего миоцена (14 млн. лет), то скорость отступления уступа составляет около 2 км за млн. лет.

Эти данные показывают, что глубинная и регрессивная эрозия – процесс настолько быстрый, а существование всиячих долин настолько кратковременно, что они никак не могут служить долговременным базисом денудации для формирования педипленов, как считал Пенк. Поэтому надо было искать другие условия, при которых долины рек сохраняют профиль равновесия, несмотря на происходящие колебания уровня океанов. В 1954 г. было выявлено, что формирование каждой поверхности выравнивания Урала коррелируется с эпохами трансгрессий [29]. Размышление над этим обстоятельством привело к заключению о парагенетической связи, существующей между трансгрессиями и поведением профиля равновесия рек. При трансгрессии в устьевых частях рек создается динамический подпор, вызывающий на небольшом участке быстро выклинивающуюся вверх по долине аккумуляцию осадков. Но это не сказывается на вышележащем отрезке реки, где профиль равновесия продолжает выполаживаться, постепенно приближаясь к форме предельного профиля. Последующие небольшие регрессии и трансгрессии не сказываются на развитии профиля равновесия рек выше точки подпора, который в течение всего этого времени продолжает выполаживаться, а ограничиваются аккумуляцией и размывом отложений в низовьях рек.

Это заключение получило полное подтверждение во время экспериментов в лотке, проведенных Маккавеевым и др. [46], по влиянию изменений уровня приемного бассейна (базиса эрозии) на развитие впадающей в бассейн "реки".

Следовательно, в эпохи глобальных трансгрессий, протяженность которых измеряется десятками млн. лет, профили равновесия рек, несмотря на промежуточные колебания уровня океана, служат базисом денудации для выработки поверхностей выравнивания, и эти условия сохраняются вплоть до регрессии, превосходящей по амплитуде предшествовавшую трансгрессию.



А – Кривая колебаний уровня моря с триаса до настоящего времени, составленная Хагом, Харденболом и Вейлом [47]

Б – Возраст и современное высотное положение поверхностей выравнивания на западном склоне Среднего Урала, по данным Борисевича [2]. Поверхности выравнивания: 1 – с латеритной корой выветривания, 2 – с кремневой корой выветривания, 3 – без коры выветривания

В – Изменение средней величины эрозии и поднятия континентального блока в течение позднего мезозоя и кайнозоя, по данным Ронова, Хаина и Балуховского [48]

Г – эпохи потепления (1) и похолодания (2) климата в мезозое и кайнозое, по данным Ясаманова [49]

В последнее время получены данные о колебаниях уровня океана в мезозое и кайнозое [47], о количестве осадков, поступающих за это время в океаны при денудации суши [48], и колебаниях климата в течение мезозоя и кайнозоя [49]. Эти данные позволяют проверить, насколько коррелируется с ними формирование поверхностей выравнивания (рисунок). Как видно из сопоставления трансгрессий (рис. А) с временем формирования поверхностей выравнивания (рис. Б), формирование триасовой поверхности выравнивания совпадает с триасовой трансгрессией, раннемеловой – с великой меловой трансгрессией, а эоцен-олигоценной, миоценовой и плиоценовой – с более мелкими трансгрессиями, показанными на кривой Хага и Вейла ниже линии обобщающей кривой. Соподпадают между собой и данные о величине среза между триасовой и раннемеловой поверхностями выравнивания и объемом отложенных в океанах осадков.

На всех континентах относительная высота останцов, увенчанных триасовой поверхностью выравнивания над позднеюрско-раннемеловой поверхностью, колеблется в среднем от 350 до 450–500 м [1–4]. Это свидетельствует о том, что между их образованием с материков была срезана толща пород мощностью около 400–500 м. На рис. В видно, что на кривой величины среза суши, построенной Роновым и др. [48]

путем подсчета изменения во времени объема кластических отложений, поступающих как в океаны, так и на континенты, видно, что за время, начиная от юры и до позднего мела, срез суши составляет 400–500 м, что соответствует и данным, полученным при изучении поверхностей выравнивания. За это же время, как констатируют Ронов и др., происходило изостатическое всплывание континентов с амплитудой 400–500 м. Это положение также согласуется с геоморфологическими данными. Формирование триасовой поверхности выравнивания, как это видно на рисунке, происходило при уровне моря на 100 м более низком, чем раннемеловой. Поэтому современное положение остатков триасовой поверхности на 300–400 м выше уровня меловой может быть объяснено только изостатическим всплыванием континентов на величину не меньшую, чем 400 м.

На триасовой и раннемеловой поверхностях выравнивания развита кора выветривания латеритного типа, на палеогеновой – кремнистая кора (сильклеты), а на миоценовой и плиоценовой элювиально-делювиальные красноцветные глины. На рис. 7 видно, что образование этих кор выветривания совпадает с эпохами потепления климата в позднем триасе, позднем мелу и позднем палеогене. Как отмечает Ясаманов [49], эпохи потепления совпадают с эпохами трансгрессий, и это вполне закономерно. Как трансгрессии, так и эпохи потепления предопределены активизацией процессов, происходящих в срединно-океанических поднятиях. Например, как выяснили Кальдера и Рамино [50], в позднем мелу к поверхности Тихого океана поднялся суперплюм и в атмосферу поступило количество CO_2 , в 7–14 раз превышающее современное, что вызвало парниковый эффект и установление уникально теплого климата без выраженной климатической зональности. Это объясняет ранее непонятный факт образования позднемеловой латеритной коры выветривания на широтах от Скандинавии до юга Африки и от юга Южной Америки до Канады. Эпоха потепления в конце палеогена привела, как установили Христиан и Херве, к аридизации климата в низких и средних широтах, что объясняет формирование кремнистых кор выветривания на палеогеновой поверхности выравнивания в Европе, Азии, Африке и Австралии.

Некоторые исследователи [51], исходя из факта широкого развития латеритной коры выветривания на поверхностях выравнивания Африки, Австралии и Европы, считают, что настоящие поверхности выравнивания могут формироваться лишь во влажных тропиках в условиях тропической планации. При этом Тендалл считал, что при образовании латеритной коры выветривания мощностью в 10 м за счет выноса растворенных веществ земная поверхность понижается на 190 м, на что требуется свыше 20 млн. лет. Представления о понижении поверхности при образовании коры выветривания ошибочны. Во всех карьерах, вскрывающих кору выветривания, например, в каолиновых месторождениях Урала, сформировавшихся на гранитах, видно, что жилы кварца, рассекавшие граниты, не претерпели деформаций и сохраняют свое исходное положение, что свидетельствует об отсутствии просадок при образовании коры.

Как видно из приведенных выше данных, коры выветривания формировались на поверхностях выравнивания после завершения их выработки, которое происходило не в тропических, а в семиаридных условиях. Так, нубийские песчаники Северной Африки, отложение которых коррелируется с образованием раннемеловой (постгондванской) поверхности, содержат древесину с годовыми кольцами, свидетельствующую о существовании в это время аридного климата с чередованием сухих и влажных сезонов.

С палеогеновой поверхностью выравнивания Африки (в бассейне Конго) коррелируется формирование "полиморфных" песчаников, отлагавшихся также в семиаридных условиях [1]. В Европе семиаридные условия во время формирования раннемеловой поверхности выравнивания установлены Борисевичем [4] для Урала, а Гиессингом [16] и другими скандинавскими исследователями – для Балтийского щита, Туфеску установил, что палеогеновая (Бореску) и миоценовая (Рыул-Шес) поверхности выравнивания Румынских Карпат образованы путем педиפלенизации в обстановке жаркого

аридного климата. Наблюдение над современными процессами денудации в семиаридных условиях, особенно американских исследователей, свидетельствуют, что именно эти условия благоприятны для процесса педипленизации.

Тимофеев [42] считает, что после образования педиплена дальнейшее выравнивание его рельефа продолжается путем плоскостного смыва, т.е. процессом пенепленизации, что, по-видимому, справедливо.

В заключение рассмотрим вопрос о характере рельефа поверхностей выравнивания. Как уже отмечалось выше, базисом денудации при их выработке являются продольные профили русел рек, в связи с чем эти поверхности имеют первоначальный наклон от водораздельных пространств к периферии, равный уклону русел рек. Например, на Урале базисом денудации для формирования раннемеловой поверхности выравнивания служила верхняя из террас раннемеловых долин (восьмая по общему счету) [4], причем относительные высоты поверхности над уровнем террасы не превышают 30 м. Абсолютные высотные отметки, на которых располагается эта терраса, уменьшаются от 380 м в верховьях р. Чусовой до 280 м в ее низовьях, а раннемеловая поверхность выравнивания располагается в верховьях Чусовой на высоте до 420 м, а в низовьях – на высоте до 320 м. На западном склоне Южного Урала, который неотектоническими движениями приподнят на 200 м выше Среднего Урала, в верховьях р. Белой отметки верхней из мезозойских террас составляют 600 м, в низовьях – 460 м, а отметки приуроченной к ней раннемеловой поверхности соответственно снижаются от 620–640 м до 500 м. Таким образом, поверхности выравнивания являются не горизонтальными, а наклонными поверхностями и разница в высоте между их центральными и периферийными частями может составлять 150 и более метров.

Тимофеев [42] вслед за Ю.А. Мещеряковым отмечает зависимость особенностей рельефа поверхностей выравнивания от геологической структуры субстрата и предлагает называть поверхности, срезающие дислоцированные пласты пород осадочного чехла – диспеленами. Действительно, рельеф диспеленов значительно отличается от рельефа поверхностей выравнивания, сформировавшихся на кристаллических породах основания, представленных сланцами, гнейсами и гранитами. На этих поверхностях на наиболее устойчивых породах, особенно гранитах, прорванных жилами кварца и аплита, дольше всего сохраняются массивные останцовые горы, а после их срезания остаются плоские, пологие своды, характерные для раннемеловой поверхности Африки, Бразилии и Австралии.

На интенсивно дислоцированных породах формируется рельеф "апalachского" типа, характерный для Аппалачей, Урала, Рейнских Сланцевых гор, представленный хребтами, увенчанными остатками триасовой поверхности выравнивания, разделенными полосами раннемеловых придолинных педиментов. При дальнейшей педипленизации, когда останцовые горы срезаются, на выходах особо устойчивых пластов пород сохраняются невысокие (20–30 м) гребни, как это, например, наблюдается на Залаирском плато Южного Урала, где такие гряды, сложенные кремнистыми "бетринскими" сланцами, возвышаются над раннемеловой поверхностью выравнивания, срезающей однообразную толщу интенсивно дислоцированных залаирских песчаников и глинистых сланцев. Для педипленов, формирующихся на слабодислоцированных пластах, характерен куэстовый рельеф, как это, например, присуще палеогеновой поверхности выравнивания Парижского бассейна, причем изучавший ее Э. Мартонн подчеркивал, что куэсты являются составным элементом этой поверхности, а не вторичными образованиями, возникшими при ее размыве. Для рельефа раннемеловой поверхности выравнивания, срезающей обширные сводовые поднятия, также характерно наличие кольцевых куэстовых гряд. На Регибатском поднятии, расположенном на северо-западе Африки, в центральных частях поверхность срезаёт ядро, сложенное докембрийскими кристаллическими породами, а по бокам – породы чехла, представленные кембрийскими и девонскими песчаниками, образующими куэстовые гряды Эль-Ханк и Эль-Креб-эн-Нага.

В Северной Америке куэстовые гряды окружают свод поднятия Цинциннати, сре-
занный лексингтонской (раннемеловой) поверхностью, и также являются первичным
элементом ее рельефа. Только на однородных по устойчивости породах вырабаты-
ваются сравнительно плоские поверхности выравнивания, а в остальных случаях
сохраняются неровности рельефа с амплитудой до нескольких десятков метров, а
иногда и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисевич Д.В.* История развития рельефа материков – фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 117 с.
2. *Борисевич Д.В.* Основные этапы формирования рельефа Западной Европы в мезозое и кайнозое. М.: ВИНТИ, 1995. 181 с.
3. *Борисевич Д.В.* Основные этапы формирования рельефа Азии и Северной Америки в мезозое и кайнозое. М.: ВИНТИ, 1997. 230 с.
4. *Борисевич Д.В.* Геоморфология, мезозойские и кайнозойские отложения и неотектоника Урала. М.: ВИНТИ, 1990. 401 с.
5. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 538 с.
6. *Joly F.* Massif Central. // *Geomorph. Europe.* 1984. P. 182–193.
7. *Twidale C.R., Bourne J.A., Smith D.M.* Age and origin of paleosurfaces on Eyre Peninsula and southern Gawler Ranges, South Australia // *Z. Geomorph.* 1976. Bd. 26, № 1. S. 28–55.
8. *Michel P.* Reliefgenerationen in Westafrika // *Wurzburg. Geogr. Arb.* 1977. № 45. S. 111–129.
9. *Donnet N.* Contribution a l'etude geomorphologique d'un contact socle couverture creusee en zone tropicale humide: Le Nord et le Nord-Est du plateau de Carnot (Empire Centrafricain) // In: 6^e Reun annu. sci. terre. Onsay, 1978. P. 147–148.
10. *Mabbitt J.A.* Denudation chronology in Central Australia: structure, climate and landform inheritance in Alice Spring area // In: *Landform studies from Australia and New Guinea.* 1967. P. 144–181.
11. *Fairbridge R.W., Finkl C.W.* Geomorphic analysis of the rifted cratonic margins of Western Australia // *Z. Geomorph. N.F.* 1978. Bd. 22. № 4. S. 369–389.
12. *Ruckmick J.C., Luchinger S.E.* Geologia de Cerro-Bolivar // In: *Mem. III Congr. geol. Venezolano.* Caracas, 1966. V. 3. P. 972–984.
13. *Mesner J.S., Wooldridge L.C.P.* Maranhao paleozoic basin and cretaceous coastal basins // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1964. V. 48. № 9. P. 1475–1512.
14. *Asmus H.E.* Hipoteses sobre origen dos sistemas de zonas de fractura oceanicas/alineamentos continentais que ocorrem nas regioes sudeste e sul Brazil // In: *Aspect. estruc. mar. continen. leste e sudeste Brazil.* Rio de Janeiro, 1978. P. 39–73 (Ser. Projeto Remac; № 4).
15. *Мартонн Э.* Физическая география Франции. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. 467 с.
16. *Giessing J.* Norway's paleic surface // *Norsk. geogr. tidsskr.* 1967. V. 21. № 2.
17. *Büdel J.* Reliefgeneration and Klimageschichte in Mitteleuropa // *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* Bd. 33. 1979. P. 1–15.
18. *Gellert J.F.* Verebnungsflächen und Gebirgshorizonte als Leithorizonte der regionalen Morphochronologie und Morphotektonik – an Beispielen aus Afrika, dem Kaukasus und Europa // *Z. Geomorph. N.F.* 1990. Bd. 34, № 3, S. 335–353.
19. *Battianu-Cuenev V.* Le Pays-de-Calles: "Massif ancien de la marge atlant.; que Hommes et Terres du Nord. 1981. № 3. P. 13–29.
20. *Coque-Delhuille B.* The long term geomorphologic evolution of the English South-West massif (U.K.) // *Z. Geomorph. N.F.* 1991. Bd. 35. № 1. S. 65–83.
21. *Bergstrom K.L.* Prequaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. // *Sveriges geologiska undersökning. Ser. NR 785.* 1982. 202 p.
22. *Söderman G., Kejonen A.* The riddle of the tors and Lauhavuori, Western Finland // *Fenia.* 161. № 1. P. 91–144.
23. *Birkenhauer J.* Zum Stand der Untersuchungen über die Reliefentwicklung in zentralen Rheinischegebirge // *Z. Geomorph.* 1979. Suppl. 33. S. 194–205.
24. *Voisin L.* Quelques idées sur la morphologie de L'Ardene occidentale // *Hommes et Terres du Nord.* 1982. V. 3. P. 39–50.
25. *Demek J.* Bogemian Massif // *Geomorph. Europe.* 1984. P. 216–224.
26. *Kral V.* Silcretes and their relationship to planation surfaces in Western Bohemia. // *Sb. Cs. spolec. zemp.* 1976. V. 81. № 1. P. 19–22.
27. *Coude-Gaussen.* Les serras orientales do Minho (Portugal): genese, modele granitique, alteration // *Rev. geogr. Pyrenees et S.-Ou.* 1980. V. 51. № 3. P. 291–313.

28. Garcia Abbad F.J., Martin-Serrano A. Precisiones sobre la Macizo Hesperico (Meseta Central Espanola) // Estudios geol. 1980. V. 36. P. 391-401.
29. Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования // Вопросы географии. Сб. 36. 1954. С. 182-206.
30. Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Европейской платформы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1991. 230 с.
31. Веклич М.Ф. Палеогеография области Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1966. 120 с.
32. Раскатов Г.И. Геоморфология и тектоника Воронежской антеклизы. Воронеж; Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.
33. Селиверстов Ю.П. Главнейшие ярусы выровненного рельефа и коры выветривания Восточного Казахстана и Южной Сибири // Тр. ВНИИ геологии, 1977. С. 69-78.
34. Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Развитие рельефа Монголии в мезозое и кайнозое // Геоморфология. 1995. № 2. С. 54-65.
35. Девяткин Е.В., Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 25-41.
36. Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И., Кузнецова Г.Ф. и др. История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского края // Тр. Сиб. н.и. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья (СНИИГИМС). Вып. 227. Сер. геол. 1976. 82 с.
37. Frye J.C. The Erosion History of Flint Hills // Kansas Acad. Sci. Trans. 1955. V. 1. P. 79-86.
38. Dutch. Post-Cretaceous vertical motions in the Midcontinent, USA // Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 40. 1981.
39. Fairbridge R.W. North American cratonic warping since Cretaceous // Eos. Trans.-Amer. Geophys. Union. 1976. V. 4. P. 325.
40. Борисевич Д.В. Корреляция возраста поверхностей выравнивания материков Северного и Южного полушарий // Геоморфология. 1989. № 1. С. 17-25.
41. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 355 с.
42. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
43. Чумаков И.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 111 с.
44. Said R. The geological evolution of the River Nile in Egypt // Z. Geomorph. N.F. 1982. Bd. 26. № 3.
45. Dikshit K.B. Drainage basins of Konkan: forms and characteristics. // Nat. Geogr. J. India, 1979. V. 22. № 3/4.
46. Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 194 с.
47. Hag B.N., Handenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156-1166.
48. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени, седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 146-154.
49. Ясаманов Н.А. Климаты рифей и фанерозоя Земли // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени, седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 26-32.
50. Caldera Ken., Ramino Michael R. The mid-Cretaceous super plum and global warming // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 6. P. 987-990.
51. Bulla B. Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflachen // Foldr. ert. 1987. K. 7. № 3. S. 216-274.

Ин-т океанологии РАН

Поступила в редакцию
23.04.99

PLANATION SURFACES OF CONTINENTAL PLATFORMS: THEIR CORRELATION AND FORMATION CONDITIONS

D.V. BORISEVITCH

S y m m a r y

Five planation surfaces are shown to occur on all continents. The surfaces are of Middle Triassic, Early Cretaceous, Paleogene, Miocene and Pliocene age. Their formation took place in the semiarid climate; later the crusts of weathering were superimposed: lateritic crust on the Triassic and Cretaceous surfaces, silicious – on the Paleogene, red eluvial-deluvial clays – on the Miocene and Pliocene surfaces. The relief type of planation surfaces depends on the rock type.