

- Михайлов О. В. Рельеф дна Средиземного моря. В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». М., «Наука», 1965.
- Михайлов О. В., Гончаров В. П. Геоморфология дна бассейнов Средиземного моря. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 2, 1969.
- Москаленко В. Н., Евсюков Ю. Д. Структура плиоцен-четвертичных отложений акватории Африкано-Сицилийского района. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1978.
- Bellaiche G., Blanpied Ch., Choignard J. Diapirisme et volcanisme sur la plate-forme pélagienne (cotes orientales de la Tunisie). «C. r. Acad. sci.», D284, No. 23, 1977.
- Bieli A., Burollet P. F., Ladjami T. Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la Méditerranée. «Commiss. intern. explor. sci. mer. méditerranée», Rapp. P. V. Reunion (Monaco), 22, No. 2, 1973.
- Borsetti A. M., Colantoni P., Zarudski E. F. K. Seaward extensions of some North Africa and Sicilian structures and Sediments. «Rapport et proces verbaux des reunions», vol. 23, fasc. 4a. Monaco, 1976.
- Carter T. G., Flanagan J. P., Jones C. R. et al. A new bathymetric Chart and Physiography of the Mediterranean sea. «Mediterranean Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsburg», 1972.
- Colantoni P. Note di Geologia marina sul canale di Sicilia. «Ciornalle di Geologia Annali del Museo geologico di Bologna», ser. 2a, vol. XI, fasc. 1, 1975.
- Morelli C., Gantar G., Pisani M. Bathymetri, graviti and magnetism in the Strait of Sicily and Ionian Sea. «Bull. Geofis. Teor. Appl.», vol. XVIII, No. 65, 1975.
- Zarudski E. F. K. The Strait of Sicily — a geophysical Studi. «Revue de geographie physique et de geologie dynamique», vol. XIV, fasc. 1, 1972.

Южное отделение
Института океанологии АН СССР

Поступила в редакцию
29.I.1979

MAIN GEOMORPHIC FEATURES OF THE AFRICAN-SICILIAN STRAIT

Yu. D. EVSYUKOV

Summary

A new geomorphological map of the African-Sicilian Strait (Mediterranean) is presented based on generalisation and analysis of numerous data on bathymetry, seismic profiling, bottom sediments and solid rocks sampling. Main morphostructural elements are characterized. Conclusions have been drawn about the time of the elements' foundation and evolution resulted from complex endo — and exogenetic factors.

УДК 551.435

М. И. ЖЕМЕРИЧКО

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЙ НА СКЛОНОВЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОДИНОЧНЫХ ОБЛОМКОВ

Как известно, если падение склона α превышает угол естественного откоса β , то обломки горных пород самопроизвольно перемещаются вниз. На склонах с падением, меньшим угла естественного откоса, также предполагается медленное движение сухих обломков без помощи какой-либо несущей среды, обусловленное суточным колебанием температур (Панов, 1966; Воскресенский, 1971). Так, например, А. Шайдеггером (1964) допускалось, что обломок, имеющий форму параллелепипеда, при нагревании расширяется только по простиранию склона и вниз по склону, т. е. грань параллелепипеда, расположенная выше по склону, остается неподвижной, а от нее отодвигается противоположная находящаяся ниже по склону грань. При остывании и сжатии параллеле-

лепипеда, наоборот, грань, расположенная ниже по склону, становится неподвижной, а к ней подтягивается противоположная грань, находящаяся выше по склону. Таким образом, перемещение обломка вниз по склону в течение каждого температурного цикла напоминает движение гусеницы и равно:

$$d = \kappa l \Delta t, \quad (1)$$

где: κ — коэффициент линейного теплового расширения, l — длина обломка, Δt — колебание температуры в течение суточного цикла. А. Шайдеггером не указывалось соотношение углов падения склона и естественного откоса, при котором формула (1) является справедливой. В связи с этим представляет интерес более детальное изучение механизма перемещения одиночных обломков горных пород на склонах с падением, меньшим угла естественного откоса, обусловленного циклическим изменением температуры. Для упрощения решения поставленной задачи допустим, что обломки имеют форму прямоугольного параллелепипеда и периодически нагреваются, а температура поверхности, на которой они размещаются, остается неизменной.

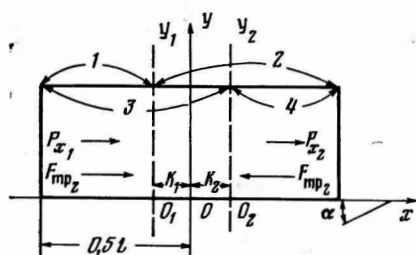


Схема сил в периодически нагреваемом обломке, лежащем на наклонной поверхности (пояснения в тексте)

Очевидно, что обломок, лежащий на горизонтальной поверхности, будет расширяться симметрично в обе стороны от своего среднего сечения. При этом на обе его половинки будут действовать силы трения о поверхность, направленные против движения, т. е. к его центру. При сжатии, наоборот, силы трения будут действовать по направлению к краям обломка. И в первом и во втором случаях силы трения, действующие на обе половинки, равны по величине и противоположны по направлению, поэтому осевая линия обломка не будет смещаться. Если обломок лежит на наклонной поверхности, то кроме сил трения на него действует также составляющая веса, направленная вниз по склону. В этом случае расширение будет происходить не от осевой линии OY (рисунок), а от некоторого сечения O_1Y_1 , расположенного на расстоянии K_1 от OY . На верхнюю часть обломка, обозначенную на рисунке цифрой 1, при расширении действует сила трения $F_{тр1}$ и составляющая веса P_{x1} , на нижнюю часть 2 — соответственно $F_{тр2}$ и P_{x2} . Сечение O_1Y_1 будет неподвижно, если силы сопротивления расширению будут уравновешены относительно этого сечения, т. е.

$$F_{тр1} + P_{x1} = F_{тр2} - P_{x2}. \quad (2)$$

Нетрудно видеть, что при температурном сжатии обломка картина будет противоположной. Неподвижное сечение O_2Y_2 будет расположено на расстоянии K_2 от OY . Силы трения поменяют направление на противоположное и условие равновесия сил будет выглядеть так:

$$F_{тр2} - P_{x2} = F_{тр1} + P_{x1}. \quad (3)$$

Здесь индексами 3 и 4 обозначены силы, действующие на части 3 и 4 обломка (см. рисунок).

При расширении обломка его осевая линия, как видно из рисунка, оказывается в правой его части, которая смещается вниз, и переместит-

ся на величину $K_1 \kappa \Delta t$. При сжатии она расположена в левой части, также смещающейся вниз, и переместится еще на величину $K_2 \kappa \Delta t$. Полное перемещение за цикл составит

$$d = (K_1 + K_2) \kappa \Delta t. \quad (4)$$

Найдем теперь величины K_1 и K_2 . Значения силы трения и проекций веса на наклонную плоскость (на единицу длины в направлении, перпендикулярном плоскости рисунка) таковы:

$$\begin{aligned} P_{x_1} &= \gamma h (0,5l - K_1) \sin \alpha, & F_{\text{тр}_1} &= \gamma h (0,5l - K_1) \operatorname{tg} \beta \cos \alpha, \\ P_{x_2} &= \gamma h (0,5l + K_1) \sin \alpha, & F_{\text{тр}_2} &= \gamma h (0,5l + K_1) \operatorname{tg} \beta \cos \alpha, \\ P_{x_3} &= \gamma h (0,5l + K_2) \sin \alpha, & F_{\text{тр}_3} &= \gamma h (0,5l + K_2) \operatorname{tg} \beta \cos \alpha, \\ P_{x_4} &= \gamma h (0,5l - K_2) \sin \alpha, & F_{\text{тр}_4} &= \gamma h (0,5l - K_2) \operatorname{tg} \beta \cos \alpha. \end{aligned}$$

Здесь h — толщина обломка, $\operatorname{tg} \beta$ — коэффициент трения. Подставляя эти значения в формулы (2) и (3) получаем

$$K_1 = K_2 = 0,5l \operatorname{tg} \alpha \operatorname{ctg} \beta. \quad (5)$$

Таким образом,

$$d = \kappa l \Delta t \operatorname{tg} \alpha \operatorname{ctg} \beta. \quad (6)$$

При $\alpha = 0$ смещение равно нулю, а при угле падения, равном углу естественного откоса $\alpha = \beta$, формула (6) совпадает с формулой (1).

Перемещение обломка вниз по склону возможно в том случае, если максимальное температурное напряжение, равное $E \kappa \Delta t$ (E — модуль Юнга), будет превосходить напряжение, вызванное сопротивлением движению, т. е. величину $1/h (P_{x_1} + F_{\text{тр}_1})$. Отсюда при заданных интервале колебания температуры обломка, угле естественного откоса и величина падения склона можно определить максимальную длину обломка по падению склона, при которой возможно ее перемещение,

$$l = \frac{2E \kappa \Delta t}{\gamma (1 - \operatorname{tg} \alpha \operatorname{ctg} \beta) (\sin \alpha + \operatorname{tg} \beta \cos \alpha)}. \quad (7)$$

Допустим, что обломок представлен кварцитовым песчаником, для которого $E = 10^9 \text{ см}^{-1} \text{г/сек}^{-2}$, $\gamma = 2,65 \text{ см}^{-2} \text{г/сек}^{-2}$, $\kappa = 11 \times 10^{-6} \text{ град}^{-1}$ (Справочник..., 1969), $\alpha = 10^\circ$, $\beta = 33^\circ$ и $\Delta t = 30^\circ \text{ С}$. Тогда максимальная длина обломка, способного перемещаться, составит около 4 км, другими словами, на склоне такой крутизны при заданных выше условиях возможно перемещение обломков практически любых размеров.

Что же касается универсальности процесса склоновых перемещений многослойных сухих каменных потоков, обусловленного колебанием температуры, то вероятность его определяется преимущественно формой обломков и характером контакта нижнего слоя обломков с поверхностью. Так, например, описанный выше механизм перемещений обломков применим для каменных потоков, представленных обломками пластинчатой формы типа кровельных сланцев. С другой стороны, если обломки имеют шаровидную форму, нижний слой их заглублен в поверхность склона и является неподвижным, то при падении склона меньшем, чем угол естественного откоса, перемещение обломков вниз по склону в результате колебания температур мало вероятно.

- Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. Изд-во МГУ, 1971.
 Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., «Высшая школа», 1966.
 Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
 Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. «Прогресс», 1964.

Чечено-Ингушский государствен-
 ный университет

Поступила в редакцию
 7.II.1979

TEMPERATURE CHANGES INFLUENCE ON SLOPE MOVEMENTS OF INDIVIDUAL STONE FRAGMENTS

M. I. ZHEMERICHKO

Summary

At slopes with angle α which is less than the angle of repose β individual dry rock fragments may move downslope due to diurnal changes of temperature. The value of a parallelepipedal fragment movement per day is:

$$d = \kappa \Delta t l \operatorname{tg} \alpha \operatorname{ctg} \beta,$$

where κ — is linear heat expansion coefficient, Δt — range of the rock fragment temperature, l — the fragment's length (along the slope dip).

УДК 551.4 : 551.24 (571.56)

Т. Ю. ПИОТРОВСКАЯ, М. С. НАУМОВ

СТАДИЙНОСТЬ ОРОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОГО ХРЕБТА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Рассматриваемая территория включает восточную часть хребта Удокан, южную часть Алданского плоскогорья, западную часть Станового хребта и прилегающие к нему с юга хребты Урушинский, Янкан, Тукурингра и низкие предгорья этих хребтов. Линия максимальных поднятий проходит по массиву Удокан и северному краю Станового хребта. Все выровненные поверхности современных междуречий, составляющие предгорную лестницу и расположенные выше бровок современных долин, снижаются к югу и юго-востоку, указывая тем самым, что снос материала в процессе их формирования шел к югу.

В тектоническом плане регион охватывает южную часть Алданского щита, западную часть области складчатого обрамления Сибирской платформы и северную часть Монголо-Охотского пояса с наложенными кайнозойскими впадинами. Кроме этих впадин, вся территория испытывала поднятие платформенного типа начиная со среднего протерозоя. К началу орогенного этапа здесь сформировалась единая исходная поверхность выравнивания. На протяжении орогенного этапа, начиная с позднего мела, здесь преобладали дифференцированные сводово-глыбовые поднятия. В результате на основе исходной платформенной поверхности выравнивания были выработаны разновысотные полигенные поверхности современных междуречий. Реликты собственно предорогенной поверхности выравнивания, сниженные и переработанные под действием водораздельной планации, сохраняются только в осевых частях наиболее древних сводов поднятий — хребтах Удоканском, Ста-

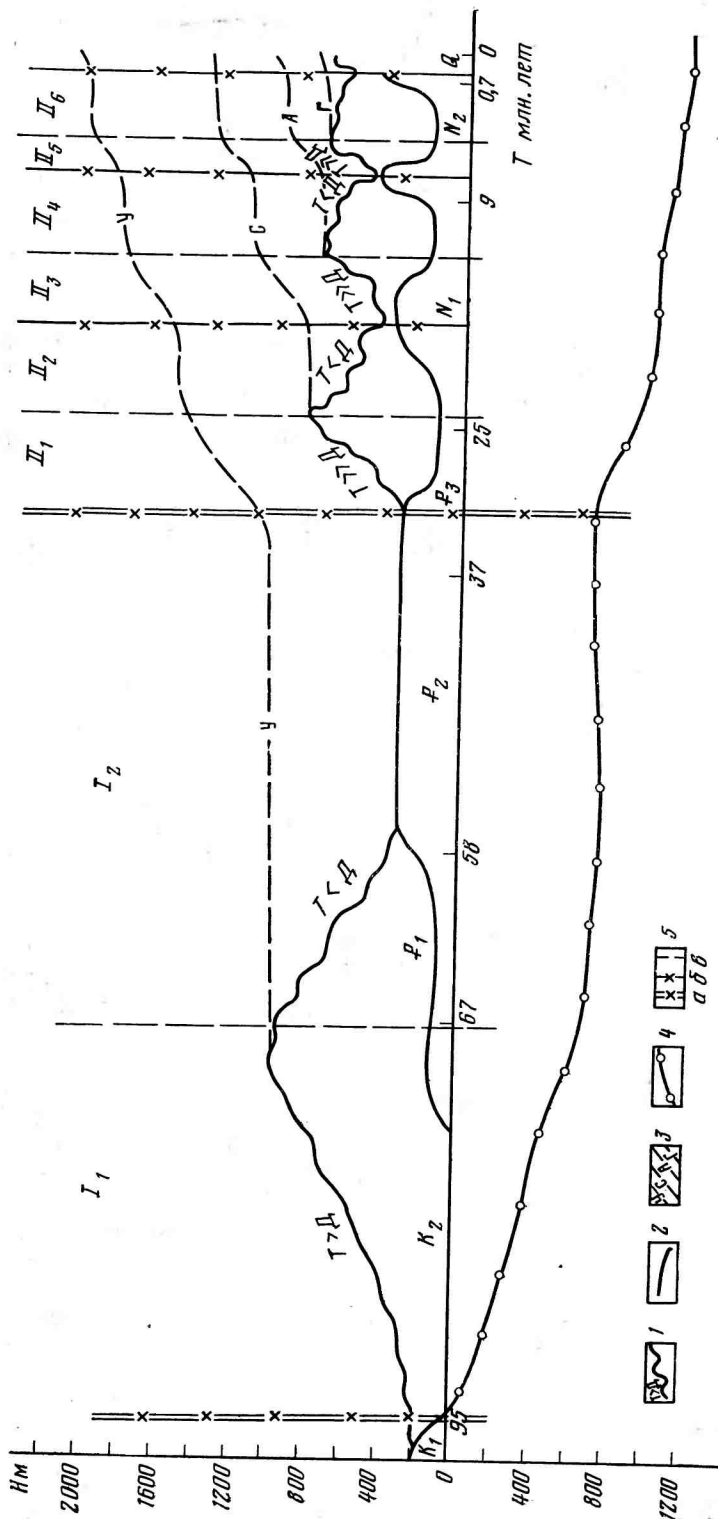
новом, Зверева. Наиболее хорошо она сохранилась на Удоканском хребте (рисунок).

Основой для изучения истории орогенного развития рассматриваемой территории послужили работы Д. А. Тимофеева (1965), Л. В. Бурилиной (1965), Ю. Ф. Чемякова (1966, 1972), А. П. Сорокина и Г. И. Худякова (1973) и некоторых других авторов (Геология, геофизика..., 1977; Геоморфология Амуро-Зейской равнины..., 1973), а также результаты исследований экспедиции БАМ Геологического ф-та МГУ. Было составлено несколько специальных карт (разновозрастных ярусов рельефа междуречий, неотектонических деформаций, схема перестройки речных долин).

Разновысотные ярусы полигенных выровненных поверхностей междуречий выработаны в магматических и метаморфических породах архейского, протерозойского и мезозойского возраста, а в пределах наложенных впадин Алданского щита — в юрских осадочных толщах. Данные картирования показывают, что размещение фрагментов разновысотных поверхностей междуречий и разделяющих их крутых склонов не связано с простираем различный по прочности пород. Форма и размещение элементарных выровненных поверхностей и границ между ними показывают, что они представляют собой реликты древних днищ долин и примыкающих к ним пологих склонов. Мезо- и микро-рельеф современных водораздельных поверхностей создан экзогенными процессами на протяжении длительного континентального развития. Изучение особенностей перестройки речных долин позволило выявить на современных междуречьях реликты древних долин нескольких ярусов. Они представлены как целостными долинными формами, в редких случаях сохраняющимися аллювией, так и серией разобщенных седловин, перекрытых делювием. Широкие плоские седловины на низкогорном участке между южными отрогами Станового хребта и хр. Тукурингра иногда выполнены древним аллювием. Целый ряд седловин в направлении своего уклона сливается с древними, дочетвертичными террасами современных долин. Наиболее сложно восстановить древние долины на участках, где перестройка происходила под углом, близким к 90° , и сформировался решетчато-останцовый рисунок современных водоразделов.

Четко выраженные остатки древних долин сохраняются в горах на абс. отметках до 1500 м. Так, между северным и южным Дырындинскими хребтами вдоль крупных современных долин расположены ступени водоразделов на абс. отметках 1400—1500 м, которые по восточному краю массива сливаются с придолинными ступенями. Над последними расположены более высокие ярусы рельефа междуречий. Все это свидетельствует о том, что придолинные ступени также являются реликтами древних долин, которые, выходя за край гор, сливались с древними предгорными равнинами. Первично-эрозионный генезис водораздельных поверхностей позволяет считать, что выраженные в рельефе разновысотные ярусы междуречий представляют собой разновозрастные предгорные равнины и привязанные к этому же базису древние долины.

Геоморфологическое изучение древних первично-эрозионных форм междуречий, расположенных между вершинной поверхностью орографически единого хребта и бровками современных долин, путем анализа их взаимного расположения как в направлении уклона вершинной поверхности каждого крупного орографического массива, так и вкрест простираения хребтов и массивов, позволило выделить ниже Удоканской предороженной поверхности три разновозрастных яруса предгорных поверхностей выравнивания. Последовательные импульсы поднятий исходной платформенной поверхности выравнивания определили выведение из-под уровня предгорного срезания и выравнивания разновоз-



Корреляционная схема развития горных сооружений и межгорных впадин Алдано-Станового региона

1 — кривая изменения скорости поднятий; 2 — кривые изменения высот лока аккумуляции во впадинах; 3 — кривые изменения высот разновозрастных поверхностей выравнивания: У — Удоканской, С — Становой, А — Алданской, Г — Гя-люйской; 4 — кривая суммарных прогибов впадин; 5 — границы: а) этапов, б) стадий, в) фаз развития

растные предгорные поверхности, получившие наименование Становой, Алданской и Гилуйской.

Особенности формирования эрозионных склонов, разделяющих разновозрастные ярусы рельефа междуречий, можно видеть на примере современной равнины Верхнезейской впадины¹. Река Зей протекает по северному краю впадины, и крутой борт долины является границей между эрозионно-аккумулятивной поверхностью равнины и более высоким ярусом междуречий. Формирование эрозионных региональных склонов, разделяющих ярусы предгорных поверхностей, происходит в периоды активных поднятий. Высота этих склонов всегда меньше амплитуды поднятий, но сформировавшись, они сохраняют свою высоту неизменной в последующие этапы поднятия.

Выделенные на изученной территории ярусы разновозрастных поверхностей выравнивания увязываются по абсолютным высотам с поверхностями выравнивания более северных территорий (Тимофеев, 1965; Наумов, 1977) (таблица).

Соотношение абсолютных высот поверхностей выравнивания к северу и югу от линии максимальных поднятий хребтов Удокан-Становой

К северу от линии максимальных поднятий (по Д. А. Тимофееву, 1965)		К югу от линии максимальных поднятий	
название поверхности	абс. высота, м	название поверхности	абс. высота, м
Чугинская	1300—1200 1200—1100	I Удоканская	2000—1700
Алданская	1100—1000 1100—900	II Становая	1600—1100
Туолбинская	800—700	III Алданская	1100—900
		IV Гилуйская	800—700

В мезозойско-кайнозойских наложенных впадинах по материалам целого ряда исследователей (Бурилина, 1965; Чемяков, 1966; Верещагин, Потапова, 1966, и др.) может быть воссоздан разрез, в основании которого находятся меловые отложения, представленные завитинской и цагаанской свитами. Разрез начинается с крупнозернистых песчаников и конгломератов, которые имеют прерывистое залегание. Основная часть разреза завитинской свиты представлена переслаиванием мелко- и среднезернистых песчаников, иногда известковистых с прослойками известняков; аргиллитами и алевролитами. Выше по разрезу с размывом залегают отложения цагаанской свиты. В основании она представлена мелкогалечными конгломератами. Нижняя часть разреза свиты сложена преимущественно песками с прослоями глин. В средней части разреза глины и алевролиты значительно преобладают над песками. В верхней части вновь увеличивается мощность галечников с маломощными прослоями глин.

Палеогеновые отложения начинаются здесь с кивдинской свиты палеоцена. С подстилающими отложениями она образует непрерывный разрез. Свита представлена уплотненными мелкозернистыми песками и глинами с линзами грубообломочных пород и пластами бурого угля. Отложения эоцена отсутствуют во впадинах, и с этим этапом связано активное формирование кор выветривания, развитых даже на отложениях кивдинской свиты. Выше с размывом залегают отложения бузулинской свиты, относящиеся к олигоцену — низам миоцена. Они представлены переслаиванием песков и глин. Пески несортированные, глины песчаные, углистые, с прослоями лигнитов. Остальную часть разреза миоцена образуют отложения сазанковской свиты, залегающие

¹ Современная равнина Верхнезейской впадины является шестой по счету предгорной поверхностью; формирование V и VI ярусов рельефа междуречий во впадине нами не рассматривается.

размывом на подстилающих слоях и представленные каолинизированные песками с галькой и гравием, содержащими прослой глины и лигнитов. Плиоцен — нижний плейстоцен представлен аллювиально-озерными отложениями — песками, гравием и галечниками, отложениями белогорской свиты, которые залегают с размывом на сазанковских и на более древних образованиях. Литологические особенности разреза впадины позволяют разделить его на две неравные части: нижнюю, почти километровую толщу верхнего мела — палеоцена, состоящую преимущественно из аргиллитов, алевролитов с прослоями глин, конгломератов, и верхнюю полукилометровую толщу олигоцена — плейстоцена, преимущественно песчаную с прослоями конгломератов, разделенную крупными размывами, с переотложенной корой выветривания. Изменение характера разреза указывает на активизацию поднятий горного сооружения начиная с олигоцена.

Важную роль в понимании истории развития региона играет вопрос о возрасте и распространении кор выветривания. Для центральной части Алданского щита, по имеющимся в литературе данным, устанавливается несколько разновозрастных кор выветривания различного состава, степени развития и сохранности. Так, С. П. Механюшин (1972) выделяет эоценовую латеритную кору выветривания (сиваглинская толща), локально развитую олигоценовую (лебединская толща), миоценовую каолинового типа (якокутская толща) и плиоценовую (кирпичнозаводская толща). Для территории к югу от Станового хребта и массива Удокан не существует единого мнения о количестве и характере распространения кор выветривания. Как видно из описания разреза кайнозойских отложений впадин, в их пределах выделяются две коры выветривания — эоценовая, перекрытая бузулинской свитой, и миоценовая в основании сазанковской свиты, которая в основном представлена перемытой корой выветривания. Кроме того, в отдельных разрезах встречается горизонт выветривания в основании цагайской свиты. Естественно считать, что если в области аккумуляции шло формирование кор выветривания, то в условиях стабильного развития примыкающего горного сооружения в благоприятных условиях также формировались горизонты выветривания. Искусственные выработки по трассе БАМ, буровые данные и выполненные экспедицией МГУ геофизические исследования показали наличие кор выветривания мощностью до 80—100 м в пределах Гилюйского яруса рельефа, окаймляющего межгорные впадины. Анализ имеющихся данных позволяет авторам присоединиться к мнению, что на протяжении всего орогенного этапа развития существовало четыре эпохи формирования кор выветривания: в мелу, эоцене, миоцене и плиоцене. Коры выветривания последних двух этапов, вероятно, имели прерывистое залегание, обусловленное расчлененностью рельефа.

Изучение разновозрастных ярусов поверхностей выравнивания, разреза кайнозойских впадин и кор выветривания дает возможность провести корреляцию этих образований и выделить крупные стадии мезозойско-кайнозойской истории региона. На прилагаемом рисунке в вертикальном сечении отражается ход изменения амплитуд поднятия в каждую стадию и одновременное увеличение высоты водоразделов; первичное положение предороженной и предгорных разновозрастных равнинных поверхностей и постепенное увеличение их высоты; ход изменения высоты ложа впадин и суммарная величина прогибания впадин.

Естественным нижним рубежом орогенного этапа в целом служит время инверсии тектонического режима Предстанового прогиба и мезозойских впадин Становой области, переход от абсолютных прогибаний и осадконакопления к поднятию и денудации. Этот переход совершился на рубеже раннего и позднего мела. На это время приходится

своеобразная фаза складчатости, сформировавшая в основном современную структуру Предстанового прогиба.

Наличие коры выветривания в основании отложений верхнего мела Зейских мезозойско-кайнозойских впадин дает основание считать, что она была развита и на предорогненной поверхности. Активное поднятие предорогненной поверхности и формирование Удоканского яруса водоразделов следует связывать с горизонтами конгломератов и грубообломочных пород верхнего мела. Наличие трех горизонтов конгломератов дает основание предполагать, что активизация поднятия происходила трижды, но выделить разновозрастные ярусы предгорных поверхностей этого этапа невозможно из-за небольшой разницы их относительных высот и последующей расчлененности этих поверхностей. После первого этапа раннеорогненного поднятия и формирования Удоканского яруса водоразделов вся остальная территория продолжала испытывать эрозийное срезание и выравнивание, сопровождавшееся формированием кор выветривания. Дальнейшее развитие процессов выравнивания на территории предгорной равнины, окаймляющей Удоканское поднятие, формирует следующий уровень предгорной поверхности, хотя гипсометрически она остается приблизительно на той же высоте, что и первичная предорогненная.

Монотонный разрез большей части палеоцена впадин также свидетельствует о затухании поднятий в горах, которое сменилось длительной эпохой выветривания на протяжении эоцена. Таким образом, первый крупный этап раннеорогненного развития рассматриваемого района расчленяется на две тектонические стадии. В первую, поздне меловую, стадию тектонических движений происходит прогибание впадин до 1000 м и поднятие осевых частей сводов основных хребтов региона, обусловившее формирование низкогогорного (500—600 м) рельефа, вершинные поверхности которого составляют Удоканский ярус. Вторая, палеоцен-эоценовая, стадия характеризуется поднятием дна впадин, затуханием амплитуды сводовых поднятий и формированием мощной коры выветривания на уровне предгорной равнины в эоцене.

Пестрый литологический состав верхней части разреза и частые размыты между свитами указывают на дифференцированность движений как в пределах растущего горного сооружения, так и во впадинах. Следующий, позднеорогненный, собственно новейший этап развития начинается с олигоцена. Возраст поверхностей каждого последующего яруса водоразделов определяется временем существования их как предгорной равнины (педиплена).

Поднятие эоценовой предгорной равнины и формирование Станового яруса рельефа следует увязывать с накоплением нижней половины бузулинской свиты во впадинах, т. е. с олигоценовой стадией развития (II₁). Затем следует стадия (II₂), характеризующаяся затуханием орогенеза, поднятием дна впадин, образованием лигнитов, отвечающая середине миоцена, в течение которой формируется новая предгорная поверхность. В это время формируются коры выветривания, в частности якутская кора в пределах Алданского нагорья, отмечается перерыв в осадконакоплении во впадинах. Поднятие среднемиоценовой предгорной равнины и формирование Алданского яруса водоразделов происходит в конце миоцена (II₃). Этой стадии поднятия и врезания коррелятны отложения большей части разреза сазанковской свиты. Следующая стадия затухания орогенных поднятий (II₄) соответствует перерыву в осадконакоплении между сазанковской и белогорской свитами и отвечает началу плиоцена. С этой стадией связано формирование коры выветривания (кирпичнозаводская толща) в пределах плиоценовой предгорной равнинной поверхности. Поднятие последней и формирование Гилюйского яруса водоразделов (II₅) связано с накоплением белогорской свиты и приходится на конец плиоцена — начало плейстоцена;

часть раннеплейстоценовой стадии (II_6) характеризуется замедлением поднятий. На это указывают неглубокие врезы долин этого времени. Последняя стадия активизации поднятий соответствует среднему — позднему плейстоцену, о чем свидетельствует интенсивное врезание современных долин.

Как следует из анализа графика, во второй, новейший этап позднеорогенного развития происходило возрастание скорости поднятий. Так, для олигоценовой стадии (II_1) скорость поднятий приблизительно составляет около 0,05 мм/год, для позднемиоценовой и позднелигоценной (II_3) — 0,1 мм/год, а в средне-позднеплейстоценовую она достигает 1 мм/год и более. Приведенные расчетные величины ускорения поднятия отчасти объясняются уменьшением интервалов осреднения, но одновременно они подтверждают общеизвестную закономерность активизации поднятия в позднеорогенный новейший этап развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурилина Л. В. Литологическая характеристика и условия осадконакопления кайнозойских отложений в Амуро-Зейской депрессии. В сб. «Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока». Владивосток, «Наука», 1965.
- Вережанин В. Н., Потапова З. П. Стратиграфия. Мел. Амуро-Зейский прогиб и Зее-Буреинская впадина. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Недра», 1966.
- Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (под ред. Л. И. Красного), вып. 1. Л., 1977.
- Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкотеррас Малого Хингана (под ред. С. С. Воскресенского). Изд-во МГУ, 1973.
- Механошин С. П. Четвертичные отложения. В кн. «Геология СССР», т. 42. М., «Недра», 1972.
- Наумов М. С. Некоторые вопросы новейшей тектоники Алдано-Чульманского угленосного района. «Геоморфология», № 3, 1977.
- Сорокин А. П., Худяков Г. И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине. В кн. «Геоморфология Дальнего Востока». Владивосток, 1973.
- Тимофеев Д. А. Средняя и Нижняя Олекма. М., «Наука», 1965.
- Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия. Кайнозой. Внешняя часть Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Недра», 1966.
- Чемеков Ю. Ф. Проблема поверхностей денудационного выравнивания. В кн. «Геология Северо-Восточной Азии». Л., «Недра», 1972.

Московский государственный
университет
Геологический факультет

Поступила в редакцию
21.V.1979

STAGES OF OROGENIC EVOLUTION OF THE WESTERN STANOVY RIDGE AND ADJACENT AREAS

T. Yu. PIOTROVSKAYA, M. S. NAUMOV

Summary

Orogenic epoch of the evolution of the area under consideration embraces time from Late Cretaceous to Holocene and includes four main stages: Early Cretaceous—Oligocene; Oligocene—Middle Miocene; Middle Miocene—Early Pliocene; Middle Pliocene—Early Pleistocene. During each stage at first highly dissected mountain topography and thick sediments in depressions are formed, then a piedmont planation surface and crusts of weathering. Last three stages correspond to neotectonic stage, as the beginning of the Oligocene stage is one of the main milestones in the region's evolution and is most close to generally accepted lower boundary of the neotectonic stage. The stages become shorter in the course of time (from ancient to young ones) and the rate of tectonic uplift within mountain regions increases.