

Summary

Various landforms are described which are due to both rapid (seismic) and slow tectonic movements. Those are scarps, ridges, troughs and swells resulted from Holocene and recent displacements along faultlines framing the Issyk-Kul basin. Some results of emanation profiling indicate present-day activity of the faults.

УДК 551.4 : 551.24 (575)

ЮРЬЕВ А. А.

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА И ИНТЕНСИВНОСТЬ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ГОР СРЕДНЕЙ АЗИИ

Среди исследователей Средней Азии существуют две точки зрения на возраст рельефа Памира и Гиссаро-Алая. Одни из них [1—3] считают, что в современном рельефе гор сохранились геоморфологические элементы трех основных ярусов (уровней) с возрастом: $P_3-N_1^1$ (верхний), $N_1^2-Q_1$ (средний) и Q_2-Q_4 (нижний), тогда как другие [4—6] придерживаются мнения о более молодом, преимущественно четвертичном возрасте тех же ярусов ($N_2^3-Q_1$; Q_2 ; Q_3-Q_4). При этом считается, что более древние формы рельефа, в том числе предорогненная поверхность выравнивания, были уничтожены денудацией еще в дочетвертичное время.

Отмеченные разногласия в датировке ярусов рельефа Памиро-Алая коренятся, по нашему мнению, в недостаточной разработке стратиграфии неогена Таджикской депрессии, хотя за последние 10—15 лет в этом направлении произошли значительные сдвиги. В основном это касается кулябской свиты, которая благодаря находкам в ней остатков млекопитающих хапровского и таманского (поствиллафранк) фаунистических комплексов [7] и изучению палеомагнитных свойств слагающих ее пород [8] из нижнечетвертичной стала верхнеплиоценовой. Однако выделенные куруксайская и кайрубакская свиты, по-видимому, не охватывают весь разрез континентального верхнего плиоцена Таджикской депрессии. Более того, изученность самих свит вместе с пограничными слоями еще не достигла необходимой детальности в сравнении с лучше охарактеризованными разрезами верхнего плиоцена Туркмении и Западного Узбекистана, где наряду с континентальными отложениями имеют место морские осадки акчагыла и апшерона [9, 10]. О незавершенности изучения упомянутых свит можно судить и по тому, что в них надежно установлена лишь верхняя палеомагнитная граница Матуяма — Брюнес, прослеживающаяся в кровле кайрубакской свиты, тогда как рубеж Гаусс — Матуяма в толще куруксайской свиты выделен условно [8], не говоря уже об обнаружении границы Гаусс — Гильберт, которая в Западной Туркмении проходит стратиграфически ниже — в подошве акчагыльского яруса [11].

Так же недостаточно надежно проводится латеральная корреляция верхнеплиоценовых отложений внутренних частей Таджикской депрессии с грубообломочными накоплениями Придарвазья. В частности, аналогами куруксайской свиты становятся то килимбинская [12], то полизакская [13] свиты. Но и в последнем случае сопоставление свит произведено неудачно, основано на противоречивых данных, поскольку на один стратиграфический уровень выведены дислоцированные осадки куруксайской свиты (акчагыл) и горизонтально лежащие, слабо сцементированные конгломераты полизакской. Гораздо лучше коррелируется с первой деформированная толща галечников и валунов каранакской свиты, относимая, как и отложения куруксайской свиты, к акчагылу [14]. В этом случае полизакская и килимбинская (джаридиридинская, до

В. И. Попову) свиты могут быть только апшеронскими, сравнимыми с кайрубакской и, возможно, вахшской свитами.

Следовательно, выше поверхности предакчагыльского несогласия находятся отложения не только куруксайской и полизакской, но и каранакской свит. Лишь в этом случае они будут соответствовать по возрасту разнофациальным осадкам пачкамарской (саятской), гузарской и ташакырской свит Западного Узбекистана, выполняющим вместе с четвертичными отложениями глубокий эрозионный врез на юго-востоке Бухарской и Чарджууской ступеней. Характерно, что на северо-востоке Бешкентского прогиба эти отложения прислонены к уступу, выработанному в толще (600—800 м) песчаников денгизкульской (заунгузской) свиты, также относимой к акчагылу [10]. В свою очередь последние с глубоким размывом залегают на грубозернистых песчаниках среднего миоцена (караган-конка, устное сообщение А. А. Бухариной), часто достигают кровли палеоцена (Айзаватская, Джамбулакская и другие антиклинали). Отсюда напрашивается вывод о том, что региональное предакчагыльское несогласие, прослеживающееся на обширной территории Западного Узбекистана, Северной Туркмении и Южного Приаралья и относящееся по времени образования к среднему плиоцену, скорее второй его половине, следует проводить в отличие от предпачкамарско-каранакского, частного по своему значению, в основании отложений денгизкульской—заунгузской свиты. Это несогласие на всей упомянутой территории разделяет два структурных яруса: среднемиоценово-нижнеплиоценовый и верхнеплиоценово-четвертичный [15].

Главное предакчагыльское несогласие в Таджикской депрессии следует, по-видимому, совместить с упомянутой предкуруксайской и предкаранакской поверхностью размыва, формировавшейся длительно и, возможно, охватившей также время накопления денгизкульских песчаников на западе Средней Азии. Между тем отложения верхнего плиоцена депрессии в отличие от западных районов подстилаются бурочветной толщей (1200 м) тавильдаринской свиты нижнего — среднего плиоцена [14, 16, 17], что свидетельствует о преобладающем здесь в это время осадконакоплении. Правильность определения возраста тавильдаринской свиты подтверждается находками гиппарионовой фауны в ее аналогах (толща бактрия) в Южной Фергане [18] и Приташкентском районе [19].

В связи с изложенным приводимые ниже материалы далеко не согласуются со взглядами упомянутых исследователей на возраст рельефа региона, а также на характер и амплитуды тектонических движений новейшего времени. Они основаны на результатах наших многолетних работ по корреляции отдельных горизонтов неоген-четвертичного осадочного комплекса Западного Узбекистана с соответствующими фрагментами поверхностей выравнивания горной области (рис. 1, 2). Согласно этим данным, в Гиссаро-Алае и Памире выделены три яруса рельефа (позднеакчагыльский, раннеапшеронский, позднеапшеронско-четвертичный), в Чаткало-Кураминских горах и Нуратау — только два (раннеапшеронский и позднеапшеронско-четвертичный). Помимо этого в указанных горных сооружениях выделены предположительно остатки миоцен-плиоценовой поверхности выравнивания, приуроченные к выположенным гребням хребтов. В Чаткало-Кураминских горах также наблюдается экспонированная поверхность мел-палеогенового возраста, в основном отсутствующая ныне в Гиссаро-Алае и на Памире.

Наблюдаемое пространственное размещение ярусов рельефа и отдельных геоморфологических элементов свидетельствует о постепенном разрастании горной области за счет смежных равнинных участков путем последовательного втягивания их в пределы формирующихся неотектонических поднятий [1, 20]. Для Гиссаро-Алая характерно распространение горного рельефа преимущественно в северном и особенно северо-западном направлениях с образованием зон одновозрастных поверхностей выравнивания, расположение которых подчинено дугам Памира. Приращение горного рельефа в Чаткало-Кураминских горах происхо-

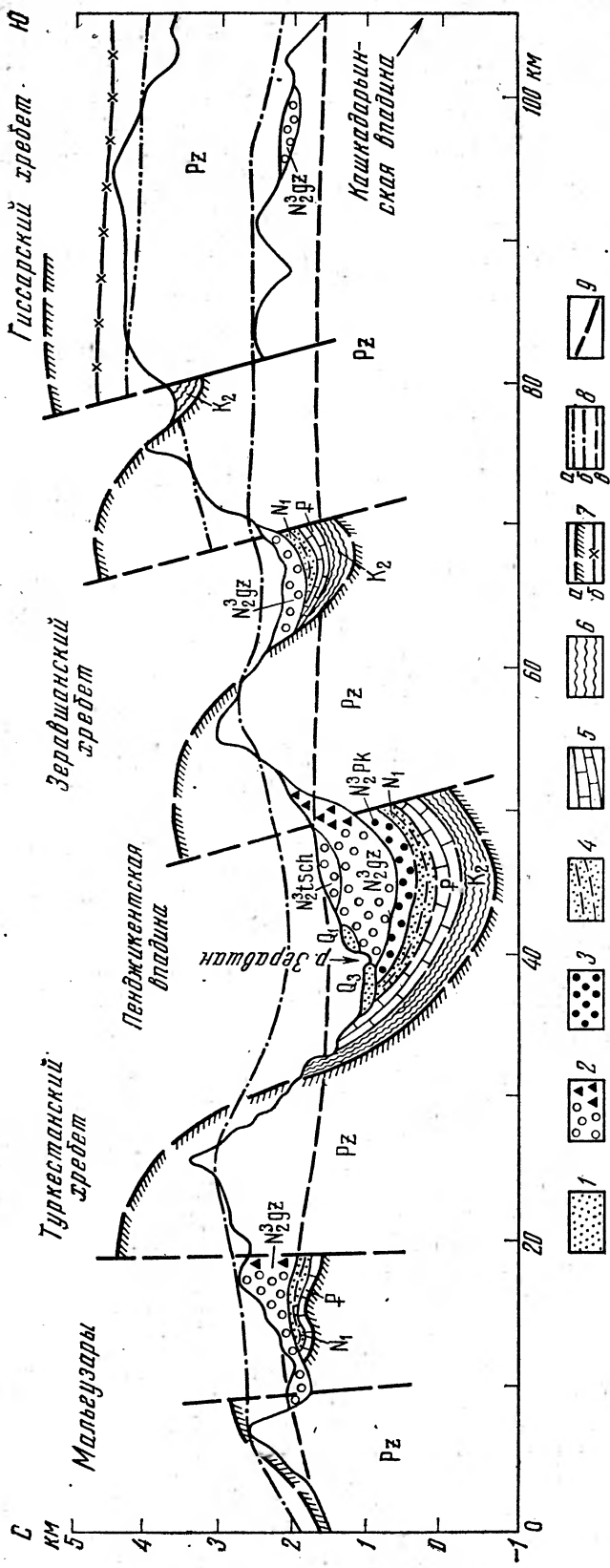


Рис. 1. Геолого-геоморфологический профиль западного окончания Гиссаро-Алая

1 — четвертичные отложения (Q_3, Q_1); 2 — ташкагырская и гузарская (N_2^{tsch}, N_2^{gz} , черные треугольники — олистостромы); 3 — пачкамарская (N_2^{pk}); 4 — миоцена — нижнего — среднего плиоцена ($N_1-N_2^{-2}$); 5 — палеогена (P); 6 — верхнего мела (K_2); 7 — поверхности выравнивания (a — мел-палеогеновая, b — миоцен-плиоценовая); 8 — ярусы рельефа (a — позднеакчагыльский, b — раннеапшеронский, c — позднеапшеронско-четвертичный), 9 — разрывные нарушения

дило в основном с юго-запада в результате сокращения площади При-ташкентской депрессии.

Своеобразие новейшего горообразования Памира и Тянь-Шаня заключается в том, что формирование современного рельефа крупнейшего Памиро-Алайского поднятия началось значительно раньше (в ачкагыле), чем становление рельефа Чаткало-Нуратинского района (апшерон). Рельеф этого района, дугообразно изогнутого с выпуклостью к юго-востоку, навстречу дугам Памира, развивался в результате новейшей активизации Нарынских складчато-орогенных сооружений герцинской эпохи

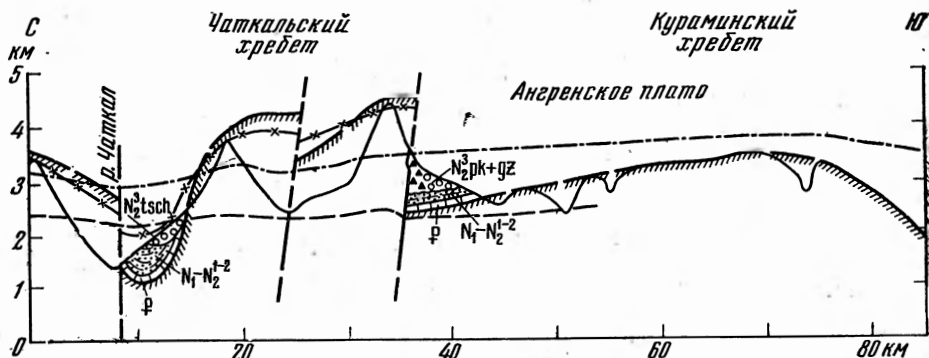


Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль Чаткало-Кураминских гор
Усл. обозн. см. рис. 1

тектогенеза [21]. Структурная связь Нуратау с Чаткало-Кураминскими горами подтверждается достаточно четко выраженным процессом последовательного выклинивания по направлению к ним с юга и севера отложений юры, мела и палеогена.

Между дугами Памиро-Алая и Чаткало-Нуратау расположена крупная депрессия, включающая Амударьинскую (частично), Самаркандскую, Ферганскую и, видимо, Нарынскую впадины. Наиболее полное развитие эта депрессия получила к концу эоцена [22]. Лишь под воздействием новейшего горообразования (зонный тектогенез Гиссаро-Алая) депрессия расчленилась на отдельные впадины.

Различия в интенсивности упомянутых новейших поднятий объясняются особенностями строения земной коры, внешним проявлением которой являются ее мощности. Так, активное новейшее поднятие Гиссаро-Алая связано с максимальными (50—60 км) мощностями земной коры; менее активному Чаткало-Нуратинскому поднятию отвечают меньшие (40—50 км) их значения, причем изолинии мощностей земной коры совпадают в плане с дугообразным расположением самого поднятия [23].

Наиболее уверенно датировка неогеновых поверхностей выравнивания произведена в Гиссаро-Алае и Чаткало-Кураминских горах. Особенно это касается среднего и нижнего ярусов рельефа, тогда как установление возраста верхнего яруса в Гиссаро-Алае производится с некоторой долей условности, поскольку непосредственных контактов с ним неогенового осадочного покрова, кроме Северного Памира, нигде не отмечается. Так, миоцен-плиоценовая поверхность выделяется в привершинных частях Туркестанского, Зеравшанского и Алайского хребтов на высотах более 5000 м. Многочисленные фрагменты ее на более низких отметках наблюдаются на западе Гиссарского хребта в истоках р. Тупаланг. Коррелятные отложения среднего — верхнего миоцена и нижнего — среднего-плиоцена в прошлом, возможно, непосредственно примыкали к этой поверхности или даже перекрывали ее в период преобладания процессов выравнивания в условиях затухания среднемиоценового этапа горообразования. Свидетельством последнего является широкое развитие на западе Средней Азии сарматской и понтийской трансгрессий. Морские отложения нижнего сармата обнаружены, в частности, в Дехканабадской впадине (юго-западный Гиссар).

Раннеакчагыльская поверхность выравнивания, которая связана с размывом миоцен-плиоценовых отложений, в горах не сохранились. На равнине в это время образовалась толща денгизкульских песчаников (до 800 м в Бешкентском прогибе).

Нижележащая позднеакчагыльская поверхность, образующая в Гиссаро-Алае верхний ярус рельефа, пользуется более широким распространением. Она занимает сниженные плоские водоразделы хребтов и отлогие участки горных склонов на абс. высотах 4000—5000 м. Эта поверхность выравнивания, слабо ундулируя, полого снижается в западном и более круто в южном направлениях. Обрывистое северное ограничение Гиссаро-Алая, обусловленное крупным тектоническим разрывом по границе с Южной Ферганой, подчеркивает асимметричное строение общего поднятия.

Раннеапшеронский возраст среднего яруса рельефа, наибольшие площади которого наблюдаются в западных частях Туркестанского и Зеравшанского хребтов, определяется по прилеганию к нему толщи конгломератов гузарской свиты, отчетливо наблюдаемому в Пенджикентской, Санзарской и Кашкадарьинской впадинах (рис. 1). Эрозионно-аккумулятивная поверхность прослеживается с севера на юг в пределах высот 2000—2200 и 1200—1400 м. Толща гузарских отложений при пересечении зон крупных разломов (Северо-Туркестанского, Северо-Зеравшанского) не испытывает, как и полизакская свита в Дарвазе, заметных смещений. Складчато-глыбовые деформации сменяются здесь типично складчатыми.

«Залечивание» разрывных нарушений характерно и для времени формирования нижнего, позднеапшеронско-четвертичного яруса рельефа Гиссаро-Алая, приуроченного к основанию горных долин и представленного системой эрозионно-аккумулятивных террас с максимальными превышениями до 500—700 м над урезами рек. Верхний его уровень, отвечающий времени накопления валунно-галечниковых отложений верхнеплиоценовой ташакырской свиты, обычно находится в пределах отметок 1200—1700 м. В предгорьях, особенно широко развитых в Южной Фергане, террасовые накопления замещаются серией конусов выноса. Классическим примером является миграция «сухих дельт» в нижнем течении р. Сох [24].

Аналогично определяется возраст среднего и нижнего ярусов рельефа в Чаткало-Кураминском регионе (рис. 2). Показательным в этом отношении является, в частности, распространение 600-метровой толщи конгломератов гузарской свиты на поверхности Ангренского плато и примерно однотипных отложений ташакырской свиты в долинах рек Ангрэн и Чаткал. Ангрэнское плато издавна известно как хорошо сохранившийся в горном рельефе крупный фрагмент мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Объясняется это весьма недавним (поздний апшерон — антропоген) «откапыванием» ее из-под чехла палеоген-миоценовых, ниже-среднеплиоценовых и акчагыл-апшеронских отложений. Начальный этап формирования поверхности относится к меловому времени. В пределах плато поверхность слабо изогнута. На юго-востоке отмечается ее более крутое снижение в направлении Ферганской впадины. В Чаткальском и других хребтах на севере эта же поверхность раздроблена вдоль многочисленных разрывных нарушений и перемещена на разные уровни. Она очерчивает более полого деформированные крылья образовавшихся там односторонних в большинстве случаев горстов и грабенов (см. рис. 2).

Установленные в рельефе Тянь-Шаня возрастные интервалы позволили достаточно обоснованно подойти к оценке неотектонических движений в целом и за отдельные этапы. Последние подсчитываются в горной области по высоте современного рельефа и величине его денудационного среза, в межгорных и предгорных впадинах — по глубине погружения или абсолютным отметкам подошвы олигоцен-неогеновых отложений, или, что более точно, по восстановленной кровле эоцена, принятой за исходную при неотектонических построениях.

Наиболее уверенно, исходя из указанных предпосылок, определяет-ся новейшее воздымание Чаткало-Кураминских гор — 4—5 км, Нура-тау — 1,7—2,5 км, Центральных Кызылкумов — 1,0—1,3 км. Поднятие Гиссаро-Алая в неоген-антропогене, судя даже по высоте современного рельефа в 4—5,8 км (5510 м — пик Пирамидальный в Туркестанском хребте, 5800 м — безымянный пик в Алае), происходило с гораздо боль-шей интенсивностью. К сожалению, результаты экзогенного воздымания на рельеф там практически неизвестны. По некоторым расчетам [25], величина денудации составила в среднем 0,3 км. В пределах отдельных хребтов она может быть большей (0,5—0,7 км по грубой оценке). Отсюда величина новейших поднятий Гиссаро-Алая составляет около 6,0 км. Ве-личина денудационного среза до 4—5 км, предполагаемая некоторыми исследователями [5], даже для Памира скорее всего существенно пре-увеличена.

Следует отдать предпочтение прежней оценке амплитуд неотектони-ческих движений в регионе, измеряемых 10—14 км, тем более что глу-бина погружения новейших впадин не выходит за пределы 2—3 (При-ташкентская, Самаркандская) и 5—7 км (Ферганская, Таджикская).

Максимальные воздымания Тянь-Шаня происходили в позднем плио-цене: Чаткало-Кураминские горы — 4—4,5 км, Гиссаро-Алай — 4,5—5 км и более, в том числе за отдельные этапы: позднеакчагыльский — 1,0—1,5 км, раннеапшеронский — 1,5—1,7, позднеапшеронский — 1,0—1,5 км. Средняя скорость поднятий гор достигла в акчагыле 1,2—1,8, апшероне — 2,3—2,9, антропогене — 0,7—1,5 мм/год. Снижение активности неотектони-ческих процессов в антропогене по сравнению с апшероном — явление, по-видимому, вполне закономерное.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в разновозрастности рельефа заложен один из важных принципов морфотектонического райо-нирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном релье-фе. М.: Недра, 1972. 320 с.
2. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. 226 с.
3. Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана.— В кн.: Новейший этап геологиче-ского развития территории Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962, с. 189.
4. Кухтиков М. М. Альпийская тектоника Южного Тянь-Шаня (на примере Гиссаро-Алая).— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 8.
5. Бельский В. А. К проблеме определения максимальной амплитуды неотектонических движений на территории Таджикистана.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 69.
6. Лысков Л. М. Четвертичная тектоника и возраст рельефа Гиссаро-Алая.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 110.
7. Вангенгейм Э. А., Алексеева Л. И., Вислобокова Н. А., Година А. Д. и др. Фауна млекопитающих позднего плиоцена и эоплейстоцена Южного Таджикистана.— В кн.: Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы» (тез. докл.). М.: Наука, 1977, с. 4.
8. Пеньков А. В., Гамов Л. Н. Палеомагнитные реперы в плиоцен-четвертичных тол-щах Южного Таджикистана.— В кн.: Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы» (тез. докл.). М.: Наука, 1977, с. 20.
9. Розьева Т. Р. Стратиграфия неогена и пограничных слоев олигоцена закрытых об-ластей Восточной Туркмении.— В кн.: Материалы VIII научн.-техн. конф. проф.-пре-подав. состава ТПИ. Ашхабад, 1973, с. 60.
10. Аюферов Г. Ю., Бухарина А. А., Данилов В. Г. Стратиграфия неогеновых отложений Юго-Западных Кызылкумов и Приаралья.— В кн.: Стратиграфия неогена востока европейской части СССР. М.: Недра, 1971, с. 222.
11. Гурарий Г. З., Трубихин В. М. Палеомагнитная характеристика позднего кайнозоя Западной Туркмении.— В кн.: Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы» (тез. докл.). М.: Наука, 1977, с. 5.
12. Никонов А. А., Пенькова А. М., Пеньков А. В. Новые данные по верхнеплиоценовым отложениям Дарваза (Таджикистан).— Докл. АН СССР, т. 221, № 3, 1973, с. 661.
13. Шерба Н. Г. Полизакская свита и ее стратиграфические аналоги в Афгано-Таджик-ской впадине.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1, с. 175.
14. Попов В. И. Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континен-тальных формаций востока Средней Азии.— Научн. тр. ТашГУ. Нов. сер. вып. 249, Геология, кн. 21. Ташкент, 1964, с. 133.

15. Юрьев А. А. К истории тектонического развития Западного Узбекистана в неоген-четвертичное время и формирование нефтегазоносных структур.— В кн.: Тектонические предпосылки нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Узбекистана, вып. 8. Ташкент: САИГИМС, 1973, с. 123.
16. Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— Тр. ТПЭ 1932 г. Л.: ОНТИ—Госхимтехиздат, 1934, с. 49.
17. Несмеянов С. А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. 200 с.
18. Бакун Н. Н., Вангенгейм Э. А. О возрасте бактрийской свиты Юго-Западной Ферганы по палеонтологическим данным.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2, с. 400.
19. Щеглова В. В. Две находки остатков ископаемых млекопитающих в Приташкентском районе.— Докл. АН УзССР, 1954, № 2, с. 19.
20. Юрьев А. А., Пинхасов Б. И. Новейшая тектоника центральной части Средней Азии.— В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы (тез. докл.). Таллин, 1982, т. II, с. 100.
21. Масумов А. С., Борисов О. М., Бениш Ф. Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 276 с.
22. Миркамалова С. Ф., Бельский Г. А., Морозов С. Д., Арапова Н. Д. и др. Палеоген Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 104 с.
23. Беляевский Н. А. Земная кора территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
24. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 263 с.
25. Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Изостазия и новейшая тектоника Памира и Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 928.

ИГИРНИГМ, Ташкент

Поступила в редакцию
29.VI.1981

AGE OF TOPOGRAPHY AND NEOTECTONICS INTENSITY AT MOUNTAINS OF CENTRAL ASIA

YURIEV A. A.

Summary

Age determination of the Tien Shan is critically revised and a conclusion is drawn on mostly Late Pliocene age of the mountains. Maximum value of neotectonic uplifts at Ghis-sar Alai is 5 to 6 kilometres, and this of Chatkal-Kuramin Mountains is 4 to 5 kilometres. Out of these values 3,5 to 4 km and 2,5 to 3 km fall respectively on the Late Pliocene, including late Akchagylian — up to 1 to 1,5 km, early Apsheronian — 1,5 to 1,7 km and late Apsheronian — 1,0 to 1,5 km.

Formation of the present topography at Pamir-Alai took place earlier as compared with the Chatkal-Nurata region topography (Akchagyl — Apsheron in the first case and Apsheron — Pleistocene in the second). The difference of the relief age may be used as one of basic principles of morphotectonic subdivision of the area.

УДК 551.435.22 : 553.068.368

ЯКУШЕВ В. М.

О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ ПЕДИПЛЕНИЗАЦИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ОБЛОМОЧНЫХ БОКСИТОВЫХ РУД НА СЕВЕРЕ ВЬЕТНАМА

Значительная часть запасов бокситового сырья северной части СРВ представлена валунчатыми рудами — переотложенными бокситами, принадлежащими формации верхнепермских осадочных диаспоровых руд [1, 2]. Изучение залежей таких обломочных образований на различных бокситовых месторождениях северной части страны показало, что история их формирования была достаточно сложной. Наблюдающиеся сегодня валунчатые бокситовые руды в ряде случаев представляют собой продукт неоднократного переотложения материала денудированных коренных пластов. Размещение залежей определяется пространственным положением исходных коренных бокситовых пластов, степенью их устойчивости, строением поверхности, на которой шло накопление обломочного материала, и целым рядом других факторов, в том