

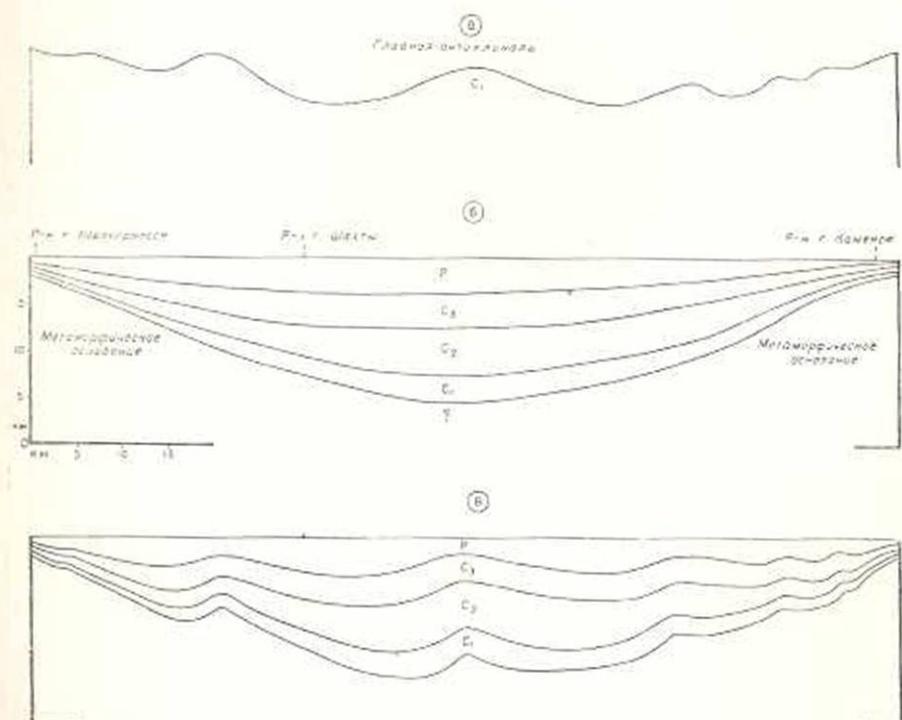
А. Т. Аслаян

О механизме геосинклинальной складчатости

В предыдущей работе [1] автор пришел к выводу, что дислокационная складчатость является результатом уменьшения диверсионной большой поверхности геосинклинали в узких рамках ее горизонтальной проекции.

В настоящей статье приводятся некоторые конкретные примеры, подтверждающие указанный вывод.

Фиг. 1. Диверсионный профиль Донецкой геосинклинали. Составлен по материалам П. И. Степанова [6]. В верхней части фигуры (а) показана структурная линия пласта нижнего карбона [по П. И. Степанову], длина которого составляет 162 км.



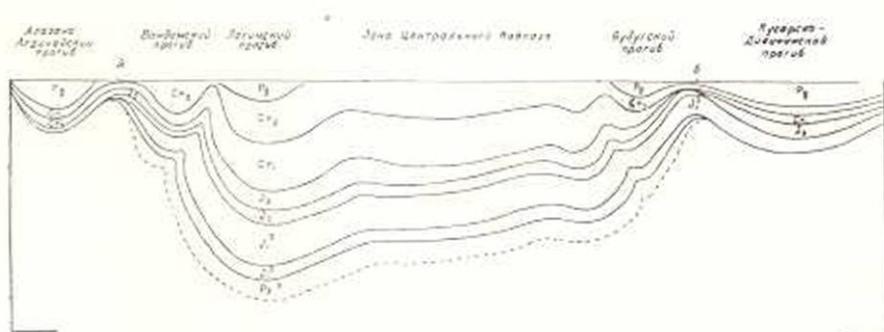
Фиг. 1.

В средней части фигуры (б) показана структура геосинклинального прогиба перед ивверсионной и одновременной с нею складчатостью в конце палеозоя, причем сделано маловероятное предположение об однородном

дугообразном прогибе субстрата. Длина пласта нижнего карбона перед инверсией и складчатостью составляет в этом профиле 100 км.

В нижней части фигуры (в) показана доинверсионная структура того же прогиба в предположении, что основные структурные элементы складчатой зоны, т. е. крупные антиклинальные поднятия и синклиналильные прогибы наметились еще в период накопления осадков. Длина того же пласта нижнего карбона составляет в данном случае 105 км, причем необходимо отметить, что длина пласта в действительности может оказаться много больше 105 км, так как нам пока неизвестны с достаточной точностью соотношения между верхней и нижней структурными линиями. Это, очевидно, вызовет при инверсии большее смятие. Во всяком случае, приведенные профили указывают, что длина пласта в складчатой зоне (фиг. 1а) и в прогибах (фиг. 1б и 1в) одного и того же порядка (102 и 100—105 км, при ширине базиса 95 км). Следовательно, смятие пластов и складчатость связываются с разностью между доинверсионной длиной пласта более 105 км и длиной базиса (горизонтальной проекцией пласта) в 95 км.

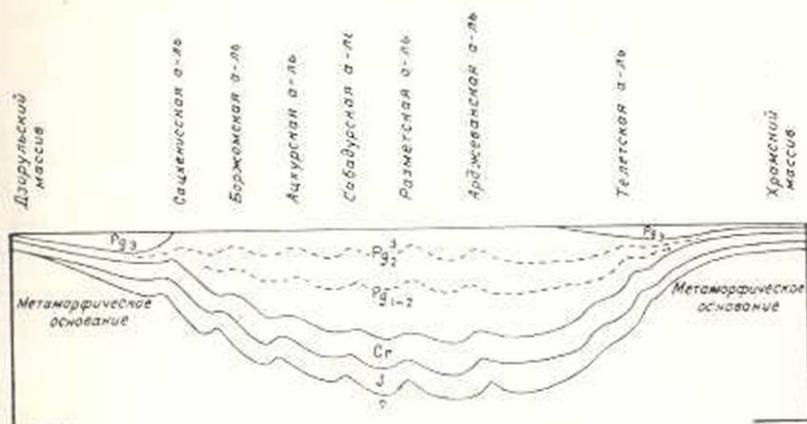
Фиг. 2. Доинверсионный профиль юго-восточной части геосинклинали Большого Кавказа. Составлен на основании материалов, обобщенных в работе В. Е. Ханна [7]. По его данным, отложения всех возрастов от лейаса до майкопа включительно дислоцированы здесь совместно и по единому плану. Незначительные угловые несогласия, наблюдаемые на границе средней и верхней юры и верхнего мела и палеогена имеют локальное значение. Общая инверсия геосинклинали и связанная с нею складчатость в наиболее прогнутой срединной полосе имели место в среднем миоцене, причем формирование высокого хребта намечается уже с сарматского века.



Фиг. 2.

Подсчеты показывают, что при выворачивании прогиба средний коэффициент складчатости (разность между длиной пласта и шириной складчатой зоны деленная на ширину последней) составляет по всему профилю 25% (для лейаса), для зоны между Вандамским и Будукским прогибами (между точками А и Б на фиг. 2)—45%, а для сильно прогнутой Лагичской подзоны—60%.

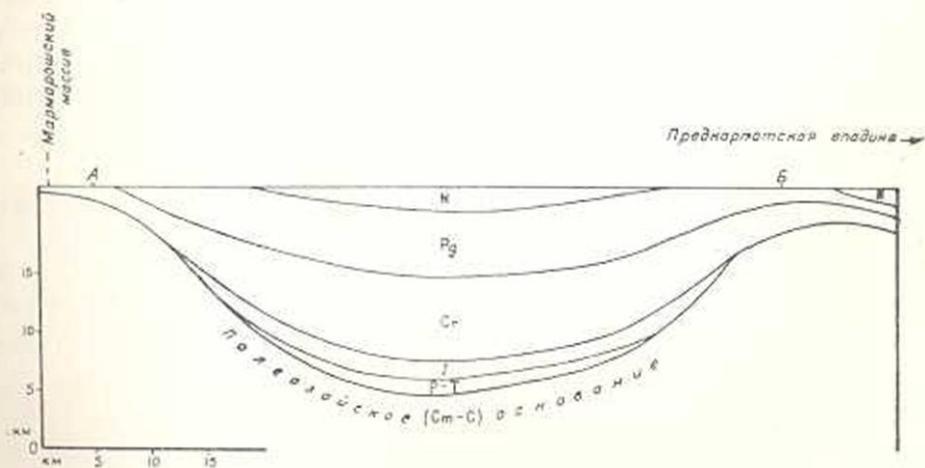
Фиг. 3. Доинверсионный профиль Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоны. Составлен с использованием материалов П. Д. Гамкрелидзе и М. И. Варенцова [4]. Отложения всех возрастов от лейаса до майкопа включительно дислоцированы совместно и по единому плану. Незначительные угловые несогласия местного значения наблюдаются внутри мела, палеогена, на границе последних, а также на границе палеогена и миоцена. Общая инверсия и складчатость прогиба приходится на средний миоцен.



Фиг. 3.

Коэффициент складчатости составляет для подошвенного пласта мела 20%, для юры—21,4%. Для наиболее прогнутой полосы между Сацхенской и Телетской антиклиналями (между точками А и В на фиг. 3) коэффициент складчатости по подошвенному пласту мела составляет 25,1%. Геологические профили, составленные П. Д. Гамкрелидзе, показывают смятие меловых отложений в 25—30%.

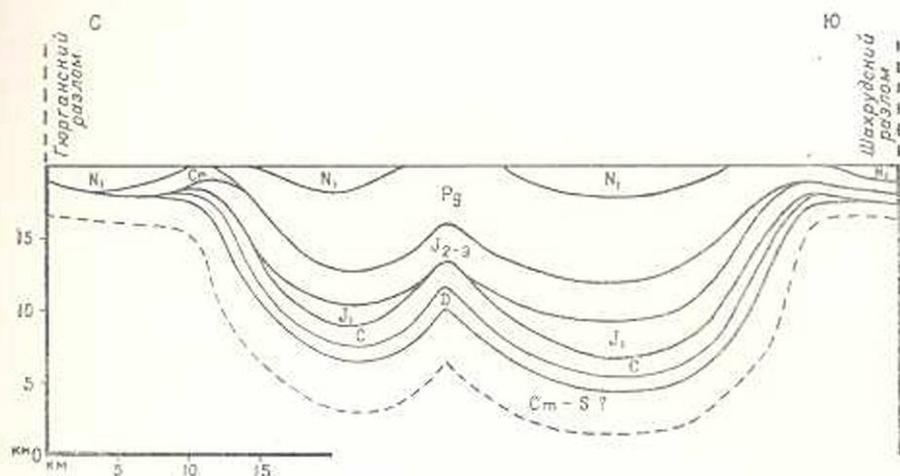
Фиг. 4. Доинверсионный профиль геосинклинального сектора Восточных Карпат. Составлен по материалам, обобщенным в работе В. М. Муратова [5].



Фиг. 4.

При полной инверсии прогиба возможно смятие отложений на 14—15% (по подошве юры). По данным автора такова, например, интенсивность смятия в складчатой области Малого Кавказа.

Фиг. 5. Доинверсионный профиль Эльбурской гессинклинали в направлении г. г. Гурган-Шахруд. Составлен на основании материалов, обобщенных в работе Ф. Клаппа [9 и литература]. Отложения всех возрастов от континентального нижнего девона до нижнего миоцена включительно дислоцированы совместно, по одному плану. Незначительные угловые несогласия наблюдаются перед девоном, на границе нижней и средней юры, перед верхним мелом, палеогеном и нижним миоценом.



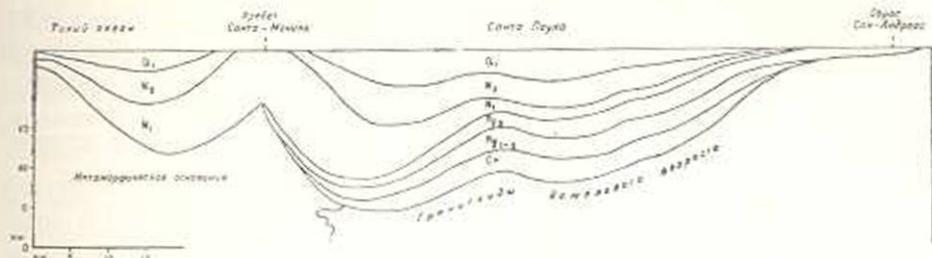
Фиг. 5.

Среднее значение коэффициента складчатости для подошвенного пласта девона составляет по всему профилю 25%, а для наиболее прогнутой полосы между точками А и В (фиг. 5)—33%. Коэффициент складчатости, вычисленный непосредственно из геологических профилей, помещенных в цитированной работе [9], составляет 25—30%.

Фиг. 6. Доинверсионный профиль Калифорнийской интрагессинклинали вкост бассейна Венча. Составлен по данным Т. Бейли, Р. Рида и Дж. Холлистера и В. Ренда [11 и литература]. Отложения от мела до нижнего плейстоцена включительно мощностью порядка 20 км (более 60 000 фут) дислоцированы совместно. Проявления слабой местной складчатости наблюдаются внутри эоцена, миоцена и в конце плейстоцена.

Общая инверсия и интенсивная складчатость зоны падают на средний плейстоцен.

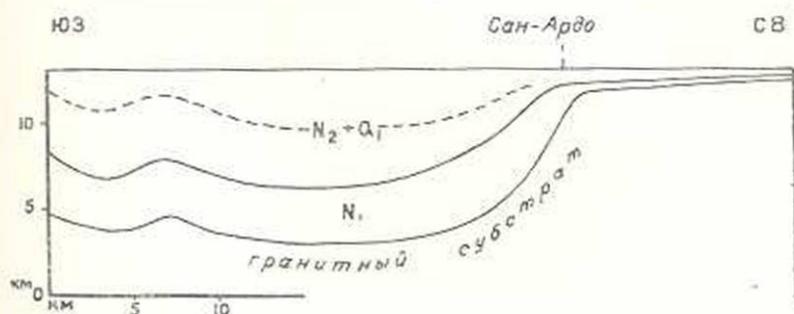
При полной инверсии среднее значение коэффициента складчатости составляет на уровне субстрата 20%, что совпадает с коэффициентом складчатости, полученного из соответствующего геологического профиля [11].



Фиг. 6.

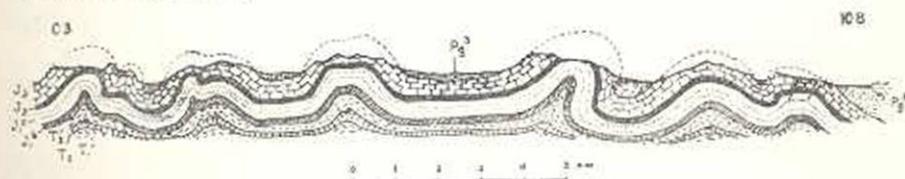
Фиг. 7. Доинверсионный профиль Калифорнийской интрагеосинклинали вкрест долины Сейлаус. Составлен по материалам Н. Таллаферро и Дж. Килкени и А. Хьюн [10].

Инверсия этого прогиба до подошвы нижнего миоцена вызывает складчатость 14,3%, а до подошвы верхнего миоцена—8,5%. Интересно при этом усиление складчатости в пределах отрезка профиля непосредственно ЮЗ от Сан-Ардо, где градиент мощностей является наибольшим. Полученная цифра точно совпадает с таковой, вычисленной из соответствующего геологического профиля [10].



Фиг. 7.

Фиг. 8. Геологический профиль через Юрские горы, составленный А. Геймом. Коэффициент складчатости подошвенного пласта средней юры составляет в этом профиле 26,6%. Приводится для сравнения как редкий пример интенсивной складчатости, не сопровождавшейся разрывными нарушениями.



Фиг. 8.

Приведенные выше палеогеологические профили на большую точность претендовать, конечно, не могут, поскольку для этого требуется знание палеогеографии и, особенно, изменения мощностей с большой

точностью, мощностей отложений, которые были размыты после инверсии, структурных и стратиграфических соотношений отложений субстрата и осадочной покрывки и др. Тем не менее эти профили дают ясное представление о том, что дислокации отложений обусловлены, в основном, наличием разности между доинверсионной длиной (поверхностью пласта прогиба) и его горизонтальной проекцией, и что никакой необходимости во внешнеинклинальных тангенциальных силах, вызывающих дислокацию прединверсионной структуры геосинклинали, не имеется. По существу это тот самоочевидный факт, что дуга (геосинклинальный прогиб) длиннее собственной хорды (ширины складчатой зоны). Отсюда вполне естественно, что геосинклиналь, имея большую доинверсионную поверхность и будучи блокирована смежными жесткими платформами, при инверсии испытывает на уровне платформ максимальное смятие (укорочение пласта), и в зависимости от прочности сминаемого материала образует той или иной формы складки. При этом не исключается возможность соскальзывания высокопластичных отложений с выпирающих антиклинальных зон и стягивания их в синклинальных зонах [3].

Если придерживаться концепции Н. С. Шатского [8], что складчатые структуры формируются в период прогибания и осадконакопления, то роль инверсии в складкообразовании сведется, в нашем толковании, к дислокации (в узком смысле слова) и резкому увеличению смятия доинверсионных структур. Существование относительно пологих антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов внутри более крупных прогибов несомненно и, как показывают приведенные выше примеры, значительная доля коэффициента складчатости приходится на доинверсионный период. Однако, поражающее воображение явление изоклинальной и дисгармоничной складчатости, опрокидывания, шарьяжей и др., которые охватывают зачастую даже самые молодые горизонты геосинклинального комплекса, приходится связывать с периодом инверсионного сокращения поверхности геосинклинали.

Как наглядный пример доинверсионной складчатости можно привести, по данным В. Е. Ханна [7], Куринскую депрессию, где плиоплейстоценовая складчатость развивалась параллельно прогибанию депрессий. Ясно, что при дальнейшем прогибании депрессии и последующей инверсии эффект инверсионной складчатости должен накладываться на эффект доинверсионной складчатости и привести к гораздо большему смятию отложений.

Указанный вывод о механизме складчатости находит подтверждение во всех важнейших особенностях геосинклинальной складчатости. Особенности эти, по В. В. Белоусову [3], следующие.

1) Непрерывное развитие складчатых структур во всей складчатой области. Объясняется, с нашей точки зрения, наличием во всех зонах прогиба разности между длиной дуги прогиба и его шириной.

2) Равное развитие антиклиналей и синклиналей. Объясняется, при прочих равных условиях, значительной прочностью фундамента сминаемых отложений (минимум $700-800 \text{ кг/см}^2$), обеспечивающей более или

менее волнообразное смятие последних. Доказательством значительной прочности геосинклинального комплекса служат высокие (до 8 км) складчатые хребты, высота которых лимитируется их прочностью, определяемой формулой $P = \frac{\gamma}{1-\gamma} \cdot D \cdot H$, где P —минимальная прочность

комплекса, γ —коэффициент Пуассона, значение которого находится в интервале 0,27—0,30, D —удельный вес комплекса, равный 2,4—2,6 г/см³, H —высота хребта. При $H=8$ км получаем $P=700-800$ кг/см². Действительная прочность комплекса может быть много больше. При меньшей прочности комплекса могли образоваться низкие хребты с неравномерно распределенными единичными антиклинальными поднятиями.

3) Пучкообразно-линейное расположение складок с групповым изменением прогибов и одинаковым наклоном осевых поверхностей складок в ту или другую сторону, указывающем на горизонтальное направление складкообразовательных сил. Объясняется тем, что прогиб деформируется между тисками смежных платформ, а оси складок параллельны оси прогиба. Горизонтальные силы являются реакцией пассивной платформы на прогиб, подвергающегося выворачиванию радиальной силой.

К указанным особенностям складчатых областей можно добавить также следующие.

4) При прочих равных условиях прогибы с мощным осадконакоплением дислоцированы сильнее прогибов с меньшим осадконакоплением. Это вытекает из того очевидного факта, что, чем больше прогиб, тем больше мощность сложенных, и следовательно, больше разность между дугой и хордой прогиба, обуславливающей складчатость.

5) Интенсивность складчатости возрастает с глубиной. Объясняется тем, что длина дуги-пласта возрастает с глубиной и, чем глубже пласт, тем больше разность между дугой и хордой, следовательно, тем больше интенсивность складчатости.

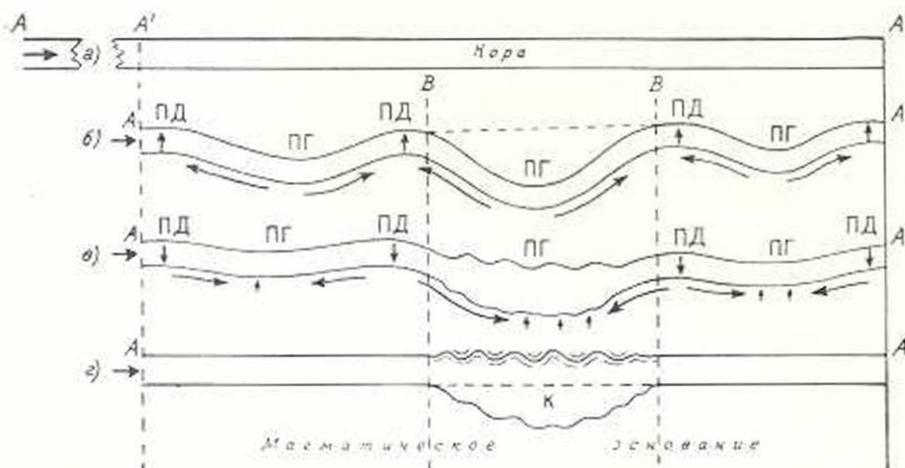
6) При прочих равных условиях интенсивность дислокаций возрастает в направлении от оси к краям прогиба, что, как видно из приведенных выше профилей, вызвано увеличением градиента мощностей в указанном направлении, т. е. той же разностью между дугой и хордой, имеющей наибольшее значение в краевых зонах (на это обратил внимание автора студент К. А. Мкртчян).

В заключение необходимо отметить, что данное выше объяснение геосинклинальной складчатости полностью укладывается в рамки контракционного механизма, поскольку складчатость, в нашем толковании, представляется не как следствие спазматически быстрого уменьшения объема планеты, а как непосредственный результат инверсии геосинклинального прогиба, подготовленного к инверсии и горообразованию в течение нескольких геологических периодов или даже эр. Таково, например, положение с альпийско-гималайской геосинклиналью, которая в целом погружалась в течение почти всего палеозоя, мезозоя, палеогена и

испытала полную инверсию лишь в середине третичного периода. В этой связи обращает на себя внимание и то обстоятельство, что все геосинклинали, независимо от продолжительности их формирования и полноты стратиграфического разреза, испытывают полную инверсию и обращаются в складчатые горные сооружения тогда, когда величина их максимального прогибания достигает порядка 15—20 км. Объяснение этому дано в работе автора [2].

В изложенной выше схеме складчатого процесса неиспользованным остался один путь значительного усиления складчатости, предоставляемый контракционным механизмом и вытекающий из возможности скольжения коры по магматическому субстрату.

На фиг. 9а показана недеформированная кора, покоящаяся на текущем магматическом субстрате и находящаяся в состоянии изостазии (9а).



Фиг. 9.

Параллельно уменьшению радиуса планеты кора опускается и под действием собственной тяжести испытывает деформацию изгиба (рис. 9б), образуя прогибы (пг) и поднятия (пд), причем процесс изгибания сопровождается перемещением подкорового текучего вещества (на фиг. 9 длинными стрелками показано направление перемещения этого вещества), создающего соответствующие аномалии силы тяжести.

Напрягаясь до предела прочности кора в отдельных своих местах переходит из упруго-вязкого или упругого состояния в текучее состояние, каковое выражается в региональном метаморфизме геосинклинальных комплексов, и естественно достигается прежде всего в наиболее сильно прогнутых зонах [2]. На фиг. 9 такая зона показана в сечении В—В.

Деформация коры-плиты на упругом магматическом основании выражается известным дифференциальным уравнением $B \nabla^4 w + D_s w = P(x)$, где B —жесткость изгиба коры, w —прогиб, D_s —модуль субстрата, $P(x)$ —функция распределения внешней нагрузки.

При пределе текучести, когда $B=0$, первый член в левой части уравнения обращается в нуль и условия равновесия коры определяются лишь

весом самой коры и реакцией субстрата, т. е. законами гидростатики. В этих условиях подкоровое вещество из-под приподнятых зон возвращается под прогибы, которые вследствие этого испытывают инверсию и складчатость (фиг. 9в).

В наиболее сильно прогнутой зоне В—В, где достигнут предел текучести, инверсия происходит в полном смысле слова—в виде выжимания вверх вязкопластичного материала при полном обращении режима и образования корня (К). В пределах же зон небольших прогибов и поднятий, внешних в отношении зоны глубокого прогиба, кора вследствие изменившихся условий на «концах» выпрямляется (регрессия моря в внегеосинклинальных областях) и скользит в направлении зоны глубокого прогиба В—В—геосинклинали, испытывающей полную инверсию. Возможность более или менее свободного скольжения коры считается обеспеченной при большой продолжительности процесса инверсии и образовании газовой подушки под корой.

На фиг. 9г показано новое, послеперсионное равновесное (изостатическое) состояние коры, которое полностью может осуществляться, если до этого в инверсионной зоне не происходило значительного упрочнения материала коры.

Таким образом, в рассматриваемом варианте механизма складчатости последняя оказывается результатом не только разности между дугой и хордой геосинклинальной зоны, а результатом разности между длиной коры и ее горизонтальной проекции как данной зоны В—В, так и ограничивающих ее внегеосинклинальных зон (исключая эффект остаточных деформаций в последних). В первом случае указанная разность (разность между дугой и ее хордой, показанной пунктирной линией в сечении В—В на фиг. 9б) составляет лишь часть длины А—А' недетормированной коры (фиг. 9а), во втором же случае она равняется всей длине отрезка А—А', т. е. на ту же прогнутую зону В—В приходится почти весь эффект бокового сжатия коры А—А' (фиг. 9а, 9б). На этом основании можно полагать, что, например, упомянутая выше альпийско-гималайская геосинклиналь при общей инверсии в среднетретичное время реализовала в складчатости не только собственную разность между шириной (длиной) изогнутой коры-плиты и ее базисом, но и подобную разность на смежных платформах Евразии и Гондваны, созданную за нижнетретичное и мезозойское время эпифоренических (упругих или упруго-пластических) деформаций.

В предыдущих работах автора [1, 2] указанная возможность усиления складчатости вследствие скольжения коры не учитывалась.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Ասլանյան Ա. Դ.* Օ մեխանիզմե դեֆորմացիոն շերտի կորուստի մասին, ԼԱՈՒ Արմյանական ԿՍՐ., տ. XII, № 5, 1950.
2. *Ասլանյան Ա. Դ.* Որոշ խնդիրներ տեկտոնիկական դեֆորմացիոն շերտի մասին, ԼԱՈՒ Արմյանական ԿՍՐ (սերիա ՓՄԵՏ գիտություններ), տ. IV, № 3, 1951.
3. *Բելուսով Վ. Վ.* Օբщая геотектоника. Госгеолитиздат, Москва, 1948.
4. *Վարենցով Մ. Ս.* Геологическое строение западной части Курильской депрессии. Изд. АН СССР, 1950.
5. *Մուրатов Մ. Վ.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Изд. АН СССР, 1949.
6. *Տեպանով Ս. Ս.* Проблема Большого Донбасса. Тр. XVIII сессии международного геологического конгресса, т. I, 1939.
7. *Մանուկյան Վ. Ե.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
8. *Շտեյնհայն Մ. Ս.* Орогенетические фазы и складчатость. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II, 1939.
9. *Clapp F. G.* Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 51, № 1, 1940.
10. *Kilkenny J. E. and Huey A. C.* Central Coast Ranges, Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 35, № 2, 1951.
11. *Rand W. W.* Ventura basin. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 35, № 2, 1951.

Ա. Տ. Ասլանյան

ԳԵՈՍԻՆԿԼԻՆԱԼԱՅԻՆ ԾԱԼՔԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. Մ. Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոգիվածում բերվում են լրացուցիչ փաստական տվյալներ, որոնք հաստատում են հեղինակի նախորդ աշխատություններում շարադրված այն տեսակետը, որ ծալքավորությունները գեոսինկլինալային ճկվածքներում հետևանք են վերջիններիս ինվերսիայի (շրջման) և պայմանավորված են դրանց մինչինվերսիոն մակերևույթի ու բազիսի մակերևույթի միջև եղած ասարեքություններով: Լեռնակազմության այդ մեխանիզմը բացատրում է ծալքավոր սիստեմների հիմնական առանձնահատկությունները և համապատասխանում է Երկրի տեկտոնիկական դեֆորմացիայի կոնսերվացիոն թեորիային: