

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24

Е. П. УСПЕНСКИЙ

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ НА ЮГЕ ЕВРОПЫ

Формирование альпийских складчатых систем отражает эволюцию глубинных процессов в рамках тектонического цикла. Преобразования плотностей вещества мантии и земной коры под действием термофлюидных потоков рассматриваются автором как главный механизм тектогенеза. В тектоническом цикле выделены пять стадий: активизации (рифтинга и начального орогенеза), начального погружения, контракции, инверсии и заключительного орогенеза. Дана характеристика содержания стадий и геодинамических режимов развития Альпийского складчатого пояса. Главная складчатость, развитие крупных шарьяжей, сдвигов, тектоническое расслоение литосферы — результат противоположных по характеру геодинамических условий в коре (разуплотнение) и мантийном субстрате (контракция), свойственных стадии инверсии (поздний эоцен—миоцен). Особенности строения горноскладчатых сооружений Кавказа, Альп, Карпат и других исключают возможность объяснения формирования под действием внешних сжимающих сил, например, вследствие континентальной «коллизии». Развитие Средиземноморско-Гималайского пояса в плиоцене—антропогене было осложнено поступлением мощного импульса тепла, наложением стадии активизации нового постальпийского цикла на стадию альпийского эпигеосинклинального орогенеза.

Средиземноморско-Гималайский пояс альпийской складчатости (Альпийский пояс) протягивается между платформами Евразии на севере и Аравийско-Африканской и Индийской платформами на юге. Сложная структура Альпийского пояса наиболее подробно изучена на юге Европы, на отрезке от Гибралтара до Кавказа. Результаты этого изучения неоднократно использовались для научных обобщений в форме геотектонических гипотез, концепций.

Современные концепции характеризуются общностью исходных представлений об энергетике глубинных процессов, признанием эндогенного тепла как главного фактора тектонической активности в верхних твердых оболочках Земли. В то же время мнения ученых значительно расходятся по таким кардинальным вопросам, как общая направленность развития Земли, происхождение океанов, механизмы движений и деформаций земной коры, геодинамические условия и типы орогенеза и др.

Образование складчатых систем — один из важнейших процессов в развитии земной коры. Однако проблема складкообразования до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения.

С первой половины XIX в., когда Эли де Бомон предложил гипотезу контракции, и до наших дней преобладает идея о развитии складчатости вследствие сжатия подвижных поясов в тисках сближаю-

щихся кратонов. Так, в современной гипотезе, «тектоники литосферных плит», образование складчатости подчиняется горизонтальному сжатию осадочных слоев с их «сгущиванием» и «сгруппированием» в зонах субдукции и при «коллизии» континентальных блоков. Сторонники этой гипотезы рассматривают альпийские горноскладчатые сооружения Средиземноморско-Гималайского пояса как коллизионные структуры, возникшие при столкновении Аравийско-Африканской и Индийской плит с Евроазиатским континентом.

В.В. Белоусов [6, 7] предположил, что складчатость образуется не путем приложения сил сдвигания к геосинклинальному поясу извне, а в результате процессов, происходящих внутри самого пояса. Этот автор неоднократно подчеркивал, что идея внешнего приложения сил сжатия противоречит конфигурации складчатых зон в Европе, образующих Карпатскую, Альпийскую, Гибралтарскую, Апеннинскую, Балканскую, Эгейскую дуги, сгруппированные в несколько овалов. С таким аргументом трудно не согласиться.

Известно, что складчатость, зарождающаяся в центральных частях подвижных областей, постепенно распространяется на их внешние зоны. По Р. Трюмпи [44], в ходе развития структуры Альп фиксируются восемь орогенических фаз. Деформации, начавшиеся 80 млн. лет назад в Пеннинской

зоне, последовательно охватили при инверсии на рубеже 40 млн. лет назад Бриансонскую, Гельветскую и Южно-Альпийскую зоны. В Апеннинах выделяют шесть фаз складкообразования с их общей центробежной миграцией [40]. В Эллинидах более ранние движения (конец мела, эоцен) проявились во внутренних зонах, возраст деформаций становится все более молодым (до раннего миоцена) с приближением к Ионическому морю [19, 23]. Складкообразование на рубеже средней и поздней юры происходило лишь в осевой зоне геосинклинали Большого Кавказа. В олигоцене и раннем миоцене фазы деформации мигрировали к периферии, а в среднем миоцене—раннем плиоцене проявились в краевых и межгорных прогибах [15]. По данным В.Н. Шолпо [37], интенсивная линейная складчатость внутренней зоны Большого Кавказа сменяется к периферии более простыми дислокациями в форме коробчатых, гребневидных, брахиформных складок, моноклиналей и флексур.

Все эти закономерности, конечно, явно противоречат сложившемуся мнению о развитии складчатости вследствие латерального сжатия подвижных поясов между сближающимися блоками литосферы.

В.В. Белоусов [5—7] в своей тектонической концепции связал эволюцию эндогенных режимов континентов с дифференциацией вещества Земли и тепловыми импульсами. Разнообразие тектонических режимов объясняется разной интенсивностью теплового воздействия на мантию и кору и различиями обстановок, в которых оно реализуется. Придается большое значение неоднородностям тектоносферы, которые, возникая, влияют на ход дальнейшего развития эндогенных процессов. Главная роль отводится вертикальным силам и движениям.

Представления В.В. Белоусова имеют важное теоретическое значение, но его концепция не лишена и недостатков [31, 32]: отрицание роли общего горизонтального сжатия при образовании складчатых систем, крупных сдвигов и тектонических покровов; представление об инверсии плотностей и глубинном диапиризме как единственном механизме тектогенеза; явно преувеличенное значение частной инверсии. Замечания и вопросы возникают и в связи с выделением стадий тектонического цикла, трактовкой их содержания, выделением и отрывом от геосинклинального процесса орогенного и «тафрогенного» режимов развития, причинами растяжения земной коры в начале геосинклинального этапа, эпизодичностью складкообразования, механизмами проявления его ранних фаз [27, 28].

Е.В. Артюшков, М.А. Беэр, П.А. Чехович [1, 2, 3] объясняют вертикальные движения (образование впадин, орогенез) воздействием на земную кору горячих флюидов и развитием процессов эклогитизации нижней коры и обратного превращения эклогита в базальт, а складчатость в подвижных поясах — общим сжатием при сближении литосферных плит. Такое представление справедливо критиковалось В.Е. Хаиным [37] как выражающее

«тектонический дуализм», отрыв вертикальных движений от горизонтальных.

Существуют геодинамические схемы формирования складчатых систем Альпийского пояса, не свободные от явных противоречий.

Например, Дж. Г. Склатер, Л. Ройден и др. [42] попытались связать сжатие и складкообразование в дугообразной зоне флишевых Карпат с растяжением Паннонского массива. Позже Е.В. Артюшков, М.А. Беэр [2] показали, что растяжение массива не превышает 5 % и оно не могло обусловить сжатие в широкой внешней зоне Карпат. Они заметили, что деформации сжатия в Карпатской дуге прекратились в конце миоцена, т. е. до начала (10,5—9,5 млн. лет) растяжения коры и интенсивного углубления Паннонской впадины.

А.В. Чекунов [35], объясняя развитие горноскладчатых сооружений Альпийского пояса на основе астенолитной тектоники, связал образование впадин Средиземноморья на месте срединных массивов со стадией охлаждения всплывших астенолитов, что, по-видимому, сопровождается миграцией фаз складкообразования в обратном направлении — от периферии к центру подвижной области. Но о каком остывании астенолитов идет речь, если под впадинами на юге Европы тепловой поток повышен до значений 80—100 мВт/м²? Примеры «попятной» миграции фаз складкообразования вообще не известны в геологической литературе.

Предлагаются также схемы, в которых развитие Альпийского складчатого пояса подчинено общему сжатию вследствие коллизии, на фоне которого зоны растяжения возникают под действием «плюмов», т. е. астеносферных диапиров [36]. Нетрудно заметить, что это рецидив того же «тектонического дуализма».

Противоречивость вариантов объяснения тектонических процессов вызывает необходимость пересмотра и дополнения сложившихся представлений. В этой связи автор руководствуется следующими положениями.

Подвижные области земной коры — центры высокой эндогенной активности, инициированной термофлюидными потоками. Рост температуры увеличивает скорость химических реакций, повышает интенсивность гравитационной дифференциации, обуславливает развитие магматизма и метаморфизма. Термофлюидные потоки оказывают мощное воздействие на процессы фазового преобразования и реологического поведения глубинного вещества Земли [10].

Масштабные трансформации плотностей вещества мантии и земной коры под влиянием термофлюидных потоков и изменения Р—Т условий рассматриваются нами в качестве главного механизма тектогенеза [25—27].

Установленная М. Бертраном (1886 г.) периодичность тектогенеза связана с повторяющейся последовательностью эндогенных процессов в рамках тектонических циклов продолжительностью 100—350 млн. лет. Циклы отражают пульсации теплового поля Земли, которым подчинен общий ритм движений и деформаций земной коры. Про-

исхождение крупных геопульсаций вряд ли можно объяснить, не признавая реальность периодических изменений плотностей и объемов вещества мантии и литосферы. Такие изменения в процессах разуплотнения составляют 5—20 %, а в процессах контракции — 10—18 % [4, 6, 7, 11, 12, 25, 29]. Указанные параметры в большинстве случаев подтверждены экспериментами, что говорит о реальности самих процессов и порождаемых ими колоссальных напряжений, которые нельзя не учитывать в тектонических построениях.

В комплексе глубинных процессов, лежащих в основе развития тектонических структур, важная роль принадлежит контракции участков верхней мантии и нижней коры, т. е. явлению, практически исключенному из сферы внимания исследователей после отказа от классической контракционной гипотезы в начале XX в. Между тем контракция — один из источников движущих сил, управляющих тектоникой литосферы. Причины контракции мантийного субстрата — дегазация, охлаждение и полиморфные превращения вещества [25, 27].

Мантию нельзя рассматривать лишь в качестве передатчика глубинного тепла в земную кору. Процессы в мантии оказывают непосредственное динамическое воздействие на кору, вызывают поднятия и погружения, растяжение и сжатие, деформации пород, изменения проницаемости коры. В этом отношении нельзя умалять и значение процессов, возникающих внутри коры (эклогитизация, гранитизация и др.), создающих тектонические напряжения.

Рассмотрим кратко формирование альпийских складчатых систем Средиземноморья и Кавказа в соответствии с выделяемыми автором пятью стадиями тектонического цикла [25, 27, 28].

Первая стадия альпийского цикла, или стадия активизации, отвечающая поздней перми—триасу, началась после эпигеосинклинального орогенеза, завершившего палеозойский этап развития в позднем карбоне—ранней перми (Кавказ, Альпы, Карпаты). Верхняя пермь и нижний триас в Центральном Кавказе представлены красноцветной грубообломочной молассой, которая к периферии сменяется мелководными известняками [6].

В осевой части Альп и в Южных Альпах нижний триас сложен лагунными соленосными и прибрежно-морскими терригенными отложениями, а средний—верхний триас — мощными (2—3,5 км) известняками. В разрезах триаса Западных Альп преобладают «германские фации» (пестрый песчаник, раковинный известняк, кейпер).

В центральной части Карпатской области в конце перми накапливались красноцветные толщи, а в триасе — лагунные и мелководные морские отложения.

Континентальные красноцветные и лагунные соленосные отложения верхней перми—триаса представляют в целом молассовый комплекс. На Западно-Европейской платформе и Средне-Европейской плите он несогласно перекрывает структуры среднего палеозоя [34].

Процессы стадии активизации альпийского цикла проявились в глобальном масштабе и сопровождались начальным орогенезом, рифтингом, накоплением красноцветных моласс, лагунно-континентальных и прибрежно-морских соленосных, местами угленосных отложений, излияниями базальтов, трапповым магматизмом: Урал, Западная Сибирь, Сибирская платформа, Западное Верхоянье, Китайская платформа, Индокитайский п-ов (Северо-Западный и Центральный Вьетнам), Аппалачи (Пьемонт), Африка [15, 30].

Активизация верхней мантии обязана действию восходящих термофлюидных потоков. Материал этой сферы нагревается до 1500—1730 °С, зарождаются очаги мантийных магм. Разуплотнение верхней мантии связано с нагреванием, значительным обогащением летучими соединениями, объемным эффектом частичного плавления и фазовыми превращениями. Только за счет фазовых переходов при нагревании, по данным В.А. Барсукова и В.С. Урусова [4], объем толщи верхней мантии мощностью 300 км увеличивается до 5 %.

Поднятие поверхности, орогенез, рифтинг, глыбовая складчатость — закономерная реакция коры на разуплотнение верхней мантии [30].

Следующая стадия начального погружения выражается в общем опускании земной коры, образовании глубоких геосинклинальных прогибов, сопровождаемом накоплением сланцево-граувакковой формации, кремнистых образований, инициальным магматизмом. Земная кора дифференцированно прогибается в результате инверсии плотностей, нарушения гравитационного равновесия в системе астеносфера—литосфера (мантия—кора). К концу стадии активизации при нагревании вязкость мантийного субстрата достигает аномально низких значений, и кора начинает в нем тонуть и быстро погружаться. Инверсия плотностей порождает астеносферный диапиризм. При нарастающем растяжении, деструкции коры в зонах раздвигов из мантии к поверхности поступают расплавы, образуются офиолитовые ассоциации.

Прогиб осевой зоны Большого Кавказа в лейасе—доггере (начальная стадия погружения) заполнился сланцево-граувакковой формацией мощностью до 12 км [5, 6, 15]. В лейасе началось дифференцированное пригибание на Малом Кавказе, амплитуда которого в отдельных зонах в конце доггера достигла 4 км. На Малом Кавказе широко проявился инициальный магматизм, образовались покровы спилитов и кератофиров, внедрились пластовые интрузии и дайки диабазов. В начале позднего мела сформировался офиолитовый комплекс, связанный с раздвигами.

В Пеннинской зоне Западных Альп начальное погружение соответствует эпохе от начала юры до конца раннего мела. В лейасе в условиях интенсивного некомпенсированного прогибания отложились глубоководные маломощные известняки, а в доггере—раннем мелу — глинистые отложения («блестящие сланцы») с линзами радиоляритов. Проявился мощный магматизм офиолитового типа. В Гельветской зоне юра и мел представлены

известняками и мергелями. Признаки инициального магматизма отсутствуют. На Бриансонском поднятии образования лейаса и нижнего мела отсутствуют, в догерере—мальме отложились угленосные толщ и известняки общей мощностью 200—400 м.

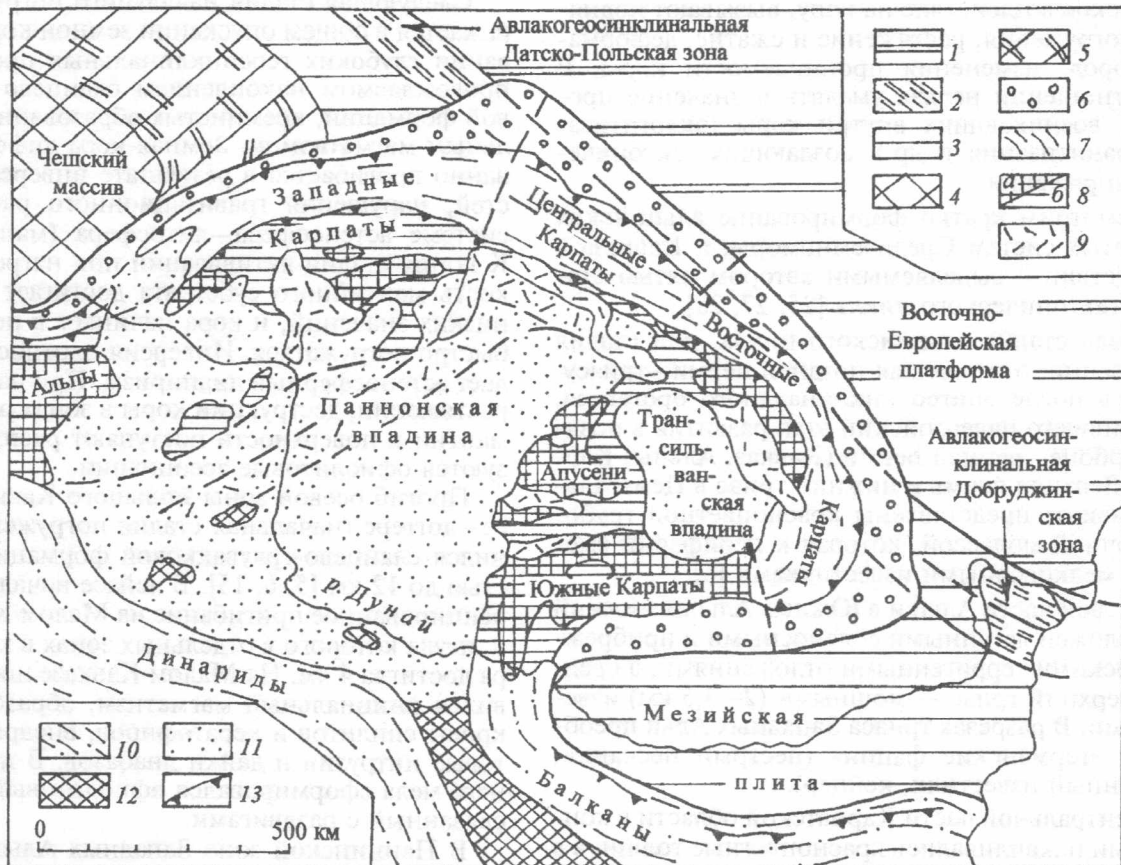
В центральной части Карпатской складчатой области (рисунок) в юре—раннем мелу накапливались миогеосинклинальные отложения [15, 24]. В середине и отчасти во второй половине мела эта зона (мегазона) подверглась сильному сжатию (австрийская, субгерцинская, ларамийская фазы). Сжатие фиксируется в горах Апусени и других районах Румынии участием древних кристаллических пород фундамента в формировании покровов и двусторонних надвигов, а на территории Венгрии — широким развитием опрокинутых складок с разной ориентировкой вергентности.

Начальное развитие некомпенсированных прогибов Динарид в юрское время сопровождалось накоплением глубоководных известняков, радиоларитов и мощным офиолитовым магматизмом в

конце юры—начале мела (Вардарская и Сербская зоны).

По данным Е.В. Артюшкова [1], растяжение литосферы в подвижных областях Альп и Карпат не превышало 10 %, т. е. не приводило, как можно заключить, к «раскрытию» океанов.

Стадии контракции (зрелой, или флишевой, по М.В. Муратову) отвечают условия сжатия, уменьшения объема подкоровых масс вследствие дегазации на 10—18 %, остывания (до 10 %), полиморфных превращений вещества (10—20 %). Дегазация мантии связана с выщелачиванием литофильных элементов, остывание — с затуханием потока горячих флюидов и потерей тепла в процессах вулканизма ранних эпох при высокой проницаемости земной коры. Ряд фазовых переходов в системе $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ с увеличением плотности были экспериментально подтверждены Д.Х. Грином, А.Э. Рингвудом и др. [12, 13]. Эти исследователи рассматривают, в частности, эклогитизацию (увеличение плотности на 15—20 %) как причину возникновения огромных тектонических напряжений.



Тектоническое положение и районирование Карпатской складчатой области [15]: 1 — Восточно-Европейская древняя платформа; 2—3 — метаплатформенные области; 2 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны, 3 — плитный чехол; 4—13 — Средиземноморский подвижный пояс: 4—5 — Западно-Европейская палеозойская складчатая область: 4 — Чешский срединный массив, 5 — палеозойские складчатые зоны; 6—13 — области альпийской складчатости: 6 — Предкарпатский и Предальпийский краевые прогибы, 7 — Внешняя (флишевая) мегазона Карпат и Альп, 8 — внутренняя мегазона Карпат и Альп: докембрий и палеозой (а), мезозой (б), 9 — неогеновые вулканические зоны на поверхности и под чехлом внутренних впадин, 10 — складчатые сооружения Балкан и Динарид, 11 — внутренние впадины, выполненные отложениями неогена и антропогена, 12 — выступы основания внутренних впадин, 13 — фронтальные линии крупных альпийских надвигов и покровов

Контракция мантии лежит в основе дальнейшего погружения земной коры, суммарная амплитуда которого достигает за доинверсионный период 15—20 км. Вследствие мантийной контракции условия растяжения коры сменяются режимом ее общего горизонтального сжатия, при котором сильно снижается проницаемость, начинается складкообразование.

Начальные фазы складкообразования приурочены к центральным частям подвижных областей, куда перемещаются горные массы и где сжатие коры максимальное.

Логично предположить, что неравномерное развитие процессов контракции, частичное наложение этих процессов один на другой порождают импульсы более интенсивного сжатия коры, определяют эпизодичность складкообразования, что не исключает его проявления одновременно с осадконакоплением.

Флиш — наиболее типичная формация стадии контракции, широко развитая в пределах всего Средиземноморско-Гималайского пояса. Наибольшее распространение флиша характерно для позднего мела—среднего эоцена [24]. Накопление флишевой формации сопровождается развитием конседиментационных покровов, складок, образованием олистостромовых толщ на склонах растущих поднятий и перед фронтом аллохтонов. Доказательства развития покровов ниже уровня моря в Альпах приводил С.Н. Бубнов [9], а в Карпатах — Д. Андрусов [39] и К. Биркенмайер [41].

По Е.Е. Милановскому [15], структурно-фациальная зональность Кавказской области усложнилась на рубеже средней и поздней юры после начальных деформаций позднекиммерийской эпохи. В конце средней юры осевая зона Большого Кавказа испытала интенсивные линейно-складчатые деформации, проявился гранитоидный магматизм. Важно заметить, что эти процессы совпадают с эпохой перехода от стадии начального погружения (лейас—доггер) к стадии контракции и преимущественного накопления флиша, карбонатных и терригенно-карбонатных осадков (мальм—эоцен), отражая коренное изменение динамического режима земной коры.

В Пеннинской зоне Альп наиболее ранние деформации проявились в позднем мелу (80 млн. лет назад), когда началось накопление флиша, продолжавшееся до конца мелового периода. Развитие флишевых прогибов в Бриансонской зоне соответствует среднему и позднему эоцену, а в Гельветской зоне — раннему олигоцену [44]. Смещение зон накопления флиша из внутренней части области к внешней наблюдается также в Апенниннах [40] и Эллинидах [19].

Такая закономерность миграции флишевых прогибов отражает, по-видимому, постепенное распространение процессов контракции, в частности на основе образования гранатовых гранулитов, эклогитов в литосферной мантии и нижней коре, от центра к периферии подвижной области. В периферических зонах сжатия устанавливаются условия прогревания, гранитизации, разуплотнения

коры и проявляются более поздние фазы складчатых деформаций с подключением механизмов, свойственных уже эпохе инверсии.

В раннем мелу во внешней зоне Карпат зародился широкий прогиб, где почти до конца палеогена шло накопление мощной (6—8 км) терригенной флишевой формации. Для этой эпохи характерно широкое распространение олистостромовых толщ в связи с конседиментационным образованием покровов и приразломных поднятий — кордильер [15, 24]. Многие геологи [23], в том числе Г. Штилле [43], рассматривали покровы как результат сжатия и поддвига блоков основания в сторону центральной части Карпатской области. Подобные деформации и одновременное глубокое погружение коры во флишевом бассейне отражают, на наш взгляд, уплотнение мантийного субстрата.

В краевых частях области интенсивной контракции, сжатия коры, вдоль границ подвижного пояса с платформами, возникают зоны компенсационного растяжения, образуются глубоководные желоба, на месте которых позже формируются передовые прогибы.

В эпоху контракции в зонах разрывов при декомпрессии проявляется андезитовый вулканизм.

В стадию инверсии преобладающее прогибание сменяется преимущественным поднятием земной коры, начинается регрессия, отлагаются мелководные песчано-глинистые и терригенно-карбонатные осадки. Область полиморфных превращений глубинного вещества при нарастающем давлении и перемещении ее фронта вверх охватывает литосферную часть мантии и нижний слой коры, развивается эклогитизация, что вызывает особенно интенсивное сжатие литосферы. Кора в таких условиях утрачивает проницаемость и экранирует остаточное тепло. С повышением сплошности коры устанавливается уровень температур (650—700 °С), при которых начинаются палингено-анатектические процессы и гранитизация, формируются гранитные батолиты. Объем исходного материала увеличивается вследствие этих процессов на 18—20 %, а объем смеси твердых частиц и воды, выделяющейся при нагревании осадочных пород из водосодержащих минералов, — на 15—20 % [6, 7, 11]. Нагревание, насыщение флюидами, соединениями с большим молекулярным объемом приводят к разуплотнению коры, поднятию поверхности. Одновременное пластическое горизонтальное растекание материала коры при наличии плотностных неоднородностей вызывает деформации слоистых толщ. Простирание складчатых зон всегда согласуется с конфигурацией блоков плотных пород, срединных массивов, краев сопределительных кратонов, которые, играя роль жестких упоров, препятствуют растеканию материала коры, отчего возникают силы сжатия и смятия слоев. Существующее мнение [6, 7] о том, что в данном случае приподнятые глыбы более плотного материала «разваливаются» в сторону разуплотненных зон, давят на них и вызывают образование складок, выглядит неестественно.

Главные фазы складкообразования приурочены к стадии инверсии, что объясняется, по нашему мнению [25—27], противоположной по характеру кинематикой процессов, различными динамическими обстановками в коре (разуплотнение) и мантии (контракция). Именно в этих условиях образуется интенсивная линейная складчатость, развиваются надвиги, сдвиги, крупные шарьяжи, тектоническое расслаивание литосферы.

По мере расширения области контракции, сопровождаемого смещением зон прогибания и накопления флиша, геодинамические условия инверсионной стадии, сначала возникающие в осевой части подвижного пояса, распространяются на его периферию — осуществляется миграция фаз складкообразования.

Главные фазы деформаций в эвгеосинклинальной Пеннинской зоне Альп проявились между поздним эоценом и средним олигоценом. В это время образовались покровы с горизонтальным перемещением масс на десятки километров. В результате мобилизации фундамента метаморфические породы палеозоя были выведены на поверхность. Они участвуют в строении пеннинских покровов совместно с блестящими сланцами и офиолитами мезозоя. Подобные явления, само образование покровов В.В. Белоусов [7], В.Н. Шолпо [37] объясняют исключительно внедрением глубинного диапира. Однако представляется, что диапироподобное внедрение разуплотненных пород основания не может быть причиной столь значительного шарьирования масс. Расплющенность в горизонтальном направлении корневой зоны покровов в тылу Пеннинской зоны, видимое перемещение аллохтонов на большое расстояние, вероятно, возможны лишь в условиях латерального сжатия фундамента, признаваемого большинством западноевропейских исследователей [19, 23, 43, 44]. В целом можно представить, что образование крупных тектонических покровов подчинено основному механизму инверсионной стадии: поддвиг фундамента при одновременном надвиге осадочного чехла как результат взаимодействия мантии и коры.

Гравитационное стекание толщ на склонах тектонического поднятия с образованием складок и гельветских покровов, видимо, также во многом обусловлено реакцией чехла на сжатие в фундаменте.

Интенсивное развитие покровов продолжалось до конца инверсионной стадии: миоценовые покровы северо-восточной части Бетской Кордильеры, Риф-Тельской зоны Атласа, Сицилии, Юго-Восточной Турции, Омана, внешней части Восточных Карпат.

В стадию инверсии фазы деформаций в раннем, среднем и начале позднего миоцена превратили внешнюю флишевую зону Карпат в складчато-покровное сооружение. Развитие покровов здесь происходило, очевидно, по той же схеме поддвига блоков основания и активного перемещения аллохтонов к периферии подвижной области. Действие внешних сил в результате «коллизии» при этом, конечно, исключается, как и для всего Альпийско-

го пояса, иначе внутренние Карпаты подверглись бы сжатию в последнюю очередь.

Финальный (эпигеосинклинальный) орогенез — закономерная конечная стадия развития подвижных областей разных возрастов — от раннего архея до кайнозоя [25, 27, 30]. Он подготавливается в стадию инверсии процессами гранитизации, насыщения коры массой легких минералов, чем и определяется последующее изостатическое всплытие ее блоков при снятии сжимающих усилий. Эпохе динамической релаксации отвечают условия ослабления эндогенной активности и выравнивания земной поверхности: Большой Кавказ в среднем—позднем миоцене, Западные Альпы в олигоцене. Позднекайнозойский орогенез в Альпийском складчатом поясе традиционно рассматривался как эпигеосинклинальный процесс, многие стороны которого («тафрогенез», «финальный» базальтовый вулканизм и др.) считались типичными явлениями, завершающими тектонический этап.

Мнение Е.Е. Милановского [14] о связи неотектонической эпохи с началом постальпийского геопульсационного цикла с характерным для него глобальным растяжением коры и, возможно, увеличением объема Земли служит основой для иных суждений о тектонике Альпийского пояса в конце кайнозоя.

Мощный импульс тепла обусловил в неогене—антропогене глобальное распространение процессов горообразования, рифтинга, глыбовой тектоники, инициального базальтового магматизма мантийной природы. Эти процессы четко увязываются с условиями активизации, разуплотнения верхней мантии [30].

Воздействию глубинного тепла в эту эпоху подвергся и Средиземноморско-Гималайский подвижный пояс, где произошло наложение стадии активизации нового постальпийского цикла на стадию эпигеосинклинального орогенеза [28, 30]. Следствия этого — ликвидация возникшей обстановки динамической релаксации (Кавказ, Западные Альпы), интенсивное горообразование, вулканизм антидромного типа на фоне растяжения, рифтинга, деструкции коры, переход к стадии начального погружения в западной части подвижного пояса.

Ж. Обуэн [19] впервые отчетливо указал на «постгеосинклинальное» развитие Средиземноморского сегмента Альпийского пояса в условиях общего растяжения земной коры. Режим растяжения установился с позднего миоцена—начала плиоцена и сопровождался образованием многочисленных сбросов, флексур, грабенов (Паннонский массив и другие участки), депрессий, глубоких морских впадин, ограниченных сбросами. На платформе активно формировались рифты долин Роны, Рейна, неотектонические впадины. В полосе от Кавказа до Западного Средиземноморья условия растяжения (по данным геофизики и космической геодезии) сохраняются до настоящего времени [21].

Развитие молодых некомпенсированных впадин, наложенных на структуры альпийского комплекса, отвечает уже первым фазам стадии начального погружения. Такие впадины с утонченной базифицированной корой, иногда «лишенной» гра-

нитогнейсового слоя, образовались в результате быстрого опускания за время до 5 млн. лет [1, 7] с амплитудой 2—3 км и более. Тепловой поток под ними сильно повышен до значений 100 мВт/м², верхняя мантия разуплотнена. Наиболее раннее и глубокое погружение испытали срединные массивы. Это можно объяснить слабой проницаемостью их перекристаллизованной консолидированной коры, под которой в первую очередь накапливалось глубинное тепло, отчего сильно уменьшилась вязкость астеносферы и нарушилось гравитационное равновесие. Опускание и растяжение характерны и для сопредельных складчатых зон, где, по данным М.В. Муратова [24], возникли многочисленные мелкие грабены, заполненные неоген-четвертичными отложениями, известные на территории Атласа, Альп, Апеннин, Динарских гор, Балканского п-ова, Карпат, Малой Азии, Кавказа. Абсолютное погружение крупных блоков коры наблюдается и в наши дни: вся территория Греции, большие участки Апеннинского п-ова и др.

Таким образом, формирование неотектонических впадин на юге Европы происходило не в условиях особого «тафрогенного режима», выносимого за рамки цикла геосинклинального развития [6, 7], а в геодинамической обстановке стадии начального погружения в новом постальпийском цикле.

Возможность объединения начального («эпиплатформенного») и конечного (эпигеосинклинального) типов орогенеза в самостоятельный орогенный этап [7, 18] вызывает оправданное сомнение: эти типы орогенеза относятся к разным стадиям эндогенного цикла, геодинамические условия которых сильно отличаются [28, 30].

Надвигание покровов на передовые прогибы в Восточных Карпатах, Альпах, Риф-Телльской зоне логично связать с региональным растяжением коры области Средиземноморья в эпоху новейшей тектоники.

Рост объема верхней мантии, орогенез, рифтинг сопровождаются высокой сейсмичностью. Очаги землетрясений приурочены к активным разломам и пологим поверхностям срыва, возникающим при тектоническом расслоении литосферы.

Плотность теплового потока в западном сегменте Альпийского пояса на новейшем этапе развития была, очевидно, максимальной, что и обусловило здесь ранний переход к стадии начального погружения. Определенная асинхронность границ отдельных стадий, проявления главной складчатости, офиолитового магматизма в ходе развития складчатых систем обязаны неравномерному поступлению тепла к поверхности из-за неоднородности мантии и коры, наличия плотностных аномалий, различий в структуре древнего основания.

Ранним стадиям тектонических циклов соответствуют эпохи формирования нефтегазоносных бассейнов. Неслучайно месторождения нефти и газа пространственно тяготеют к областям интенсивного проявления неотектонических процессов под влиянием горячих флюидов. Они концентрируются в зонах обрамления Альпийского горноскладчатого пояса (Предкарпатский, Азово-Кубанский пе-

редовые прогибы, Персидский залив), в полосе вдоль восточного края Североамериканских Кордильер, в Калифорнии на простирании рифтогенных структур провинции бассейнов и хребтов, в районах позднекайнозойских впадин Каспийского, Охотского, Японского морей, Мексиканского залива. В сходных условиях в начале мезозоя сформировался гигантский нефтегазоносный бассейн Западной Сибири.

Таким образом, общие закономерности формирования Альпийского складчатого пояса связаны с преобразованиями плотностей глубинного вещества под действием тепловых потоков — процессом, представляющим реальную основу тектогенеза. Этот аспект позволяет наметить иные подходы к объяснению механизмов складкообразования, вертикальных движений и орогенеза, развития шарьяжей, тектонической расслоенности литосферы. Эволюция эндогенных процессов определяет стадийность тектонического цикла, изменение динамических режимов на разных глубинных уровнях, взаимодействие мантии и коры, развитие вертикальных и горизонтальных движений, интенсивность и характер деформаций пород, формы проявления магматизма и метаморфизма. Например, максимум развития складчатости, надвигов, тектонических покровов приходится на стадию инверсии (поздний эоцен—миоцен), когда динамические условия в мантии (сжатие) и коре (разуплотнение) радикально различны.

Прогибание земной коры в доинверсионный период с амплитудами 15—20 км обусловлено сначала сильным нагреванием тектоносферы и нарушением гравитационного равновесия в системе астеносфера — литосфера (юра—ранний мел в Альпах), а позже — процессами уплотнения, контракции верхней мантии (поздний мел—средний эоцен для всего Альпийского пояса).

«Малые» циклы с продолжительностью 40—30 млн. лет и менее, сопровождаемые частными трансгрессиями и регрессиями, изменениями фаций осадков, отражают, по-видимому, сложное и неравномерное развитие процессов разуплотнения и контракции в тектоносфере с попеременным преобладанием их противоположного по характеру динамического воздействия на кору, при котором чередуются опускания и поднятия поверхности.

Горизонтальные и вертикальные силы имеют общее происхождение, возникают одновременно вследствие трансформаций плотностей вещества тектоносферы. Меняются лишь направленность, соотношение и значение в процессе тектогенеза. Поэтому постановка вопроса и существующие мнения о доминирующей роли, первичности горизонтальных или вертикальных сил и движений представляются некорректными.

Следует подчеркнуть, что выводы приверженцев тектоники плит о коллизионной природе альпийских горноскладчатых сооружений юга Европы [31—33, 36] не отвечают реальной картине тектонических явлений. Этим выводам глубоко противоречат приведенные выше факты структурного и историко-геологического характера, данные геофизики, петрологии и космической геодезии.

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Артюшков Е.В., Беэр М.А. Механизм образования Альпийско-Карпатского сегмента Альпийского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 93–107.
3. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Чехович П.А. Основные механизмы формирования складчатых поясов // Мат. сов. «Тектоника неоген: общие и региональные аспекты». М.: ГЕОС. 2001. Т. 1. С. 12–14.
4. Барсуков В.А., Урусов В.С. Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // Природа. 1983. № 5. С. 16–25.
5. Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9–13.
6. Белоусов В.В. Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
7. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
8. Белоусов В.В. Тектоника плит и тектонические обобщения // Геотектоника. 1991. № 2. С. 3–12.
9. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 234 с.
10. Геншафт Ю.С. Динамика литосферы в свете изменений ее вещественного состава // Мат. сов. «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты» М.: ГЕОС. 1998. Т. 1. С. 127–129.
11. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М., 1988. 264 с.
12. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 334 с.
13. Земная кора и верхняя мантия / Под ред. П. Харта. М.: Мир, 1962. 640 с.
14. Милановский Е.Е. Неотектонический этап развития Земли: его временной диапазон и главные особенности неотектонических деформаций, морфогенеза, магматизма и геодинамики // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 99–101.
15. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
16. Миясиро А., Аки К., Шенгёр А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
17. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры / Под ред. В.В. Белоусова и др. М.: Недра, 1986. 231 с.
18. Новейшая тектоника Южной Азии / Под ред. Н.И. Николаева. М.: Изд-во МГУ, 1984. 191 с.
19. Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 301 с.
20. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма // Сб. научных статей. Калининград: Изд-во Калининградского ун-та, 2004. 268 с.
21. Прилепин М.Т., Гусева Т.В., Лукк А.А., Шевченко В.И. Современные геодезические измерения и основные геотектонические концепции // Мат. сов. «Тектоника неоген: общие и региональные аспекты». М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 135–138.
22. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: Институт физики Земли, 2002. 236 с.
23. Тектоника Европы (объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы, м-б 1:2500 000) / Под ред. М.Е. Богданова и др. М.: Наука, Недра, 1964. 364 с.
24. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1: 5000 000) / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966, 488 с.
25. Успенский Е.П. Тектоническая природа зеленокаменных поясов раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4. С. 3–13.
26. Успенский Е.П. Эндеогенные процессы и тектоника в раннем докембрии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 3–12.
27. Успенский Е.П. Развитие подвижных поясов и механизмы складкообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. В. 5. С. 3–13.
28. Успенский Е.П. Некоторые вопросы геотектоники и современные подходы к решению // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 78–83.
29. Успенский Е.П. Строение, закономерности и механизмы развития гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма. Калининград. Изд-во Калининградского ун-та, 2004. С. 162–185.
30. Успенский Е.П. Орогенез как следствие эндогенных процессов начальной и конечной стадий тектонических циклов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 5–9.
31. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
32. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
33. Хаин В.Е. Мегарельеф Земли и тектоника литосферных плит // Геоморфология. 1989. № 3. С. 3–14.
34. Цейслер В.М., Лозовский В.Р. Позднепермско-триасовый тектоно-седиментационный комплекс на платформах Северной Евразии // Мат. сов. «Строение и история развития платформ Евразии». М., 2002. С. 69–71.
35. Чекунов А.В. Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3–15.
36. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Позднекайнозойская геодинамика Альпийского складчатого пояса в связи с формированием внутриконтинентальных морей (петролого-геомеханические аспекты) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 3–11.
37. Шолов В.Н. Сравнительный анализ современной структуры и тектонической эволюции Альп, Апеннин и Кавказа // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 14–32.
38. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
39. Andrusov D. Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales // Livre jubilaire P. Fallo. Mem. Soc. Geol. France, hors-ser. 1961, 2. P. 519–528.
40. Behrmann R.B. Die geotectonische Entwicklung des Apennin-Systems // Geotecton. 1958. Forsch. 12. P. 1–99.
41. Birkenmajer K. Tektonika Pieninskiego Pasa Skatowego. Region. Geol. Polski. 1953. № 2.
42. Sclater J. C., Royden L. et al. The Formation of the Intra-Carpathian basins as determined from subsidence data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 51. P. 139–162.
43. Stille H. Der geotektonische Werdegang der Karpathen // Geol. Jahrb., Beih. 1953. 8. 239 p.
44. Trumpler R. The Timing of orogenic events in the Central Alps // Gravity and tectonics. 1973. № 4. P. 229–251.

Российский государственный
геологоразведочный университет
Рецензент — В.Б. Караулов