

ГРИГОРИЙ НАЗАРОВИЧ ДОЛЕНКО*

ГЕОДИНАМИКА И МЕХАНИЗМ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

(Рис. 5)

Резюме: В свете современной геологической теории тектоники литосферных плит геодинамика и механизм развития Украинских Карпат, обуславливавшиеся процессами астеносферы мантии Земли, осуществлялись по принципу столкновения микроконтинента с континентом. Образование микроконтинента (современной Паннонской плиты) являлось следствием деструкции юго-западного края Восточно-Европейской платформы под воздействием восходящей ветви конвективных потоков астеносферы мантии. В это время создавалась и формировалась океаническая кора с породами глубоководной аспидной формации, явившихся в последствии основной частью пород офиолитовой ассоциации эвгеосинклинальной зоны Карпатской геосинклинали. При сближении Паннонской микроплиты с Восточно-Европейской платформой под воздействием нисходящей ветви конвективных потоков астеносферы мантии и поддвига океанической коры под континентальную в зоне Бенюфа (современного карпатского глубинного разлома), в пределах миогеосинклинальной зоны формировались флишевая формация Внутренних и Внешних (Скибовых) Карпат и молассовая формация Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Современный структуротектонический план создан геодинамическими напряжениями заключительной орогенной стадии альпийского геотектонического цикла развития.

Abstract: In the light of current geological plate tectonic theory geodynamics and mechanics of development of the Ukrainian Carpathian caused by mantle asthenosphere processes has operated in the manner of continent and microcontinent collision. Development of the latter (current Pannonian plate) was caused by South-Western edge of the Eastern-European platform destruction under the influence of the ascending convective motions of mantle asthenosphere and related formation and development of oceanic crust followed by deep-water aspidite rock formation deposition. During collision of Pannonian microcontinent and Eastern-European platform due to descending convective motions of mantle asthenosphere and related subduction at Benioff zone (current Trans-Carpathian deep-seated fault) oceanic crust under the continental one, in miogeosyncline zone was formed the flysch formation of current Outer and Inner (Skybovye) Carpathian and then molasse formation of Fore-Carpathian trough. Just now observed tectonic-structural plane was caused by geodynamic tensions of the latter stage of Alpine geotectonic cycle.

Современная общегеологическая теория тектоники литосферных плит, воплотившая в себе комплексные геологические, геофизические и геохимические данные исследований земной коры и мантии Земли, позволяет более правдоподобно истолковать геодинамику и механизм развития

* Г. Н. Д о л е н к о академик АН УССР, Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Научная За, Львов — 47.

Эта статья была прочитана в качестве доклада на международной конференции «Структурная эволюция Карпато-Балканской орогенной зоны», которая проходила в Братиславе с 12ого по 15ого октября 1987 г.

Украинских Карпат чем это объяснялось с позиции фиксизма. Тектоника литосферных плит позволяет объяснить сложное покровное строение общей Карпатской горной дуги и особенности геологического строения отдельных ее сегментов, образование подводных кордильер флишевого трога, миграцию складчатости от внутренних частей геосинклинали в направлении платформ, проявление магматизма на отдельных этапах геотектонического развития Карпат и др.

В истории развития Украинских Карпат устанавливается стадия растяжения и деструкции края Восточно-Европейской платформы, сопровождавшаяся возникновением Паннонского микроконтинента, формированием океанической коры, созданием окраинного микроконтинента и накоплением в его пределах эпиконтинентальных образований с породами офиолитовой ассоциации в основании. Последовавшая затем стадия сжатия и поддвига океанической коры под континентальную в зоне субдукции (современного Закарпатского глубинного разлома) характеризуется развитием флишевой и молассовой формаций.

Образование Украинских Карпат связано непосредственно с созданием всей системы Средиземноморского геосинклинального пояса, обусловленном расширением и сжатием на определенных этапах эволюционного развития Земли палеоокеана Тетис.

Возникновение Западных (Чехословацких) Карпат связывается с эволюцией Пенинской части палеоокеана Тетис (Д и т р и х, 1977; Tollman, 1976). Развитие Центральных (Польских и Украинских) Карпат и Восточных (Румынских) Карпат обусловлено эволюцией Сиретской части Тетиса (Herz — Savu, 1974; Radulescu — Săndulescu, 1973).

Пенинская часть располагалась между Средне-Европейской плитой Западно-Европейской платформы и Австрийско-Адриатическим (Карнийским) микроконтинентом. Сиретская часть ограничивалась Волыно-Подольской и Молдавской плитами Восточно-Европейской платформы и Паннонским микроконтинентом.

Анализ пород офиолитовой ассоциации, петрологических типов вулканогенно-осадочных образований с учетом геофизических данных строения земной коры и верхней мантии дает возможность выделить в Украинских Карпатах две принципиально различные зоны: эвгеосинклинальную на юго-западе и миеосинклинальную на северо-востоке, а также установить зону Беньофа — подвига океанической коры под континентальную и охарактеризовать отдельные этапы геотектонического развития Горных Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

Породы офиолитовой ассоциации распространены в четырех современных тектонических зонах: в фундаменте Закарпатского прогиба, в Пенинской (Утесовой) зоне, в Мармарошской зоне и в надвиге флиша Раховско-Буркутской группы зон на Силезскую и Черногорскую зоны (рис. 1).

В фундаменте Закарпатского прогиба породы офиолитовой ассоциации содержатся в толщах триасового, юрского и нижнемелового возраста в виде линз, глыб, тектонических отторженцев, протрузий гипербазитов.

В фундаменте западной части прогиба выявлены диабазы, диабазовые порфириды и их брекчии и гиадокластиты (Д а н и л о в и ч, 1977). Они ассоциируют с кремнистыми известняками, радиоларитами, доломитами

и темноцветными кремнистыми аргиллитами. В восточной части прогиба вулканические породы фундамента выражены базальтовыми порфиритами, гиаобазальтами, вулканическими брекчиями, туфами, реже спилитами (рис. 2). В составе меланжа фундамента Закарпатского прогиба перемещены и приведены в соприкосновение разные стратиграфические комплексы неоднородного петрографического и литологического состава и возраста.

В Пенинской зоне наблюдаются такие же фрагменты офиолитовой ассоциации пород, как и в фундаменте Закарпатского прогиба. На этом

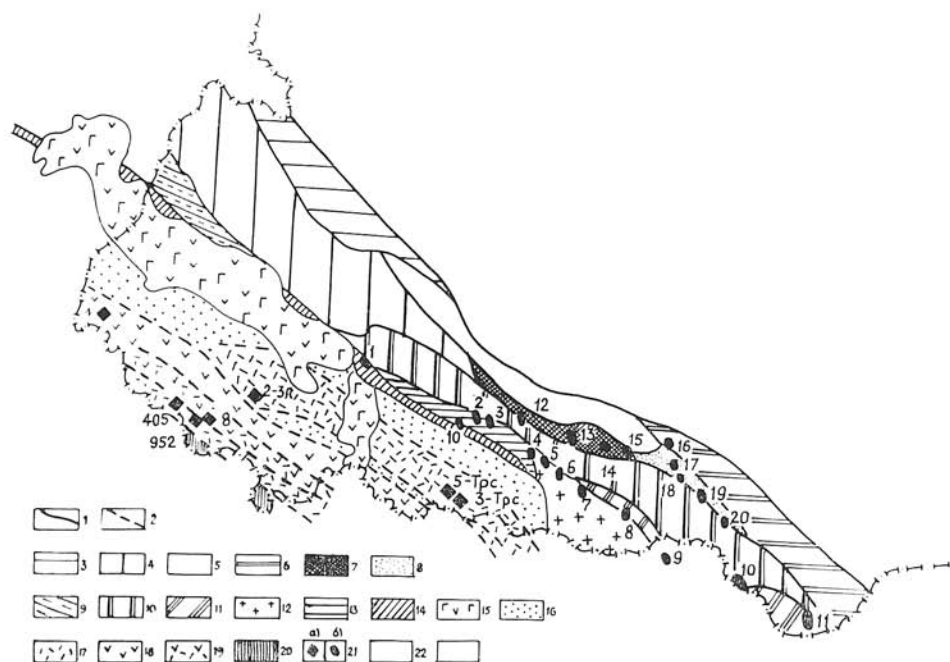


Рис. 1. Распространение пород офиолитовой ассоциации в Украинских Карпатах (по Данилович — Бойчевской, 1980).

Примечания: 1 — границы зон; 2 — разломы; зоны: 3 — Преддуклянская, 4 — Дуклянская, 5 — Силезская (Кросно), 6 — Черногорская, 7 — Красношорская, 8 — Буркутская, 9 — Магурская, 10 — Суховская, 11 — Раховская, 12 — Мармарошский массив, 13 — Мармарошская, 14 — Пининская; 15 — Выгорлат-Гутинская гряда; 16 — Закарпатский прогиб; 17 — проявление кислого вулканизма; 18 — проявления андезитового вулканизма; 19 — проявления кислого и андезитового вулканизма; 20 — Паннонская впадина; 21 — фрагменты офиолитовой ассоциации (триас-ранний мел): а — в скважинах (4 — Чоп, 405 — Бегань, 8 и 952 — Берегово, 2 — Залуж, 5 и 13 — Терешва), б — в обнажениях (1 — Большой Камень, 2 — Малая Уголька, 3 — Большая Уголька, 4 — Тевшак-Риноватый, 5 — Средняя, 6 — Косовская, 7 — Каменный поток, 8 — Маргетуль-Радомир-Квасной, 9 — Фаркэу-Михалек, 10 — Чивчин-Будычевская-Велька-Попадья, 11 — Див-Кварцевый-Широкий-Солонцовка, 12 — Красношора, 13 — Малая Шопурка, 14 — Косовская, 15 — Тростянец, 16 — Петрос, 17 — Полонина Рогнеска, 18 — р. Говерла, 19 — Лемский лес, Бальзатул, 20 — Выпчинка).

основании они объединяются в единую зону развития меланжа (на стыке океанической коры и континента), т. е. в эвгеосинклинальную зону Карпат. Пеннинская зона является лобовой ее частью, где происходило наибольшее сучивание пород. Здесь магматические комплексы офиолитовой ассоциации отмечаются в виде фрагментов в утесах пород триасового, юрского и нижнемелового возраста (Данилович, 1977).

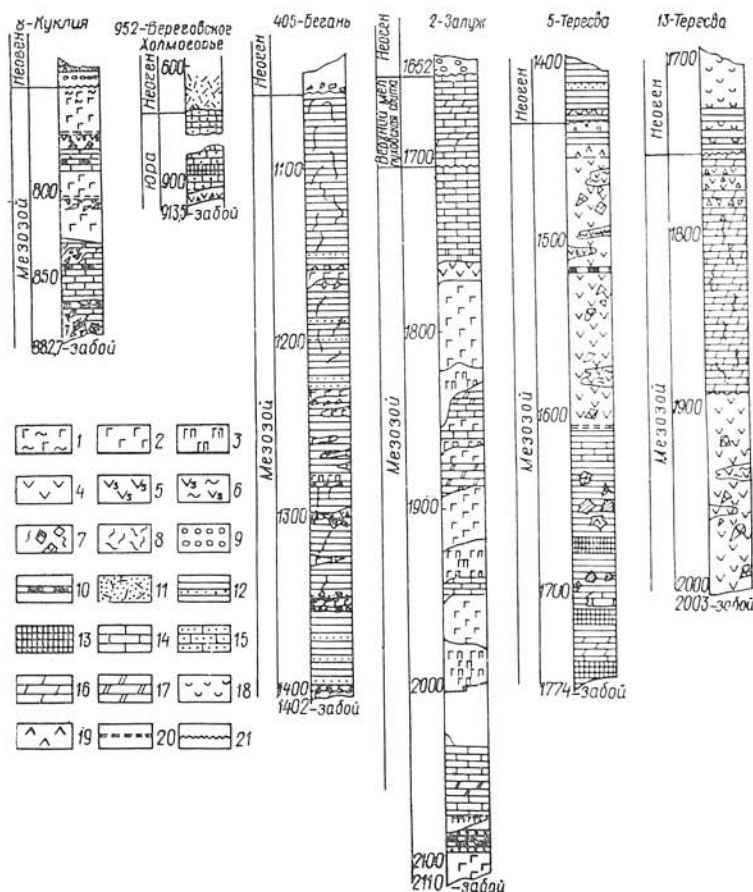


Рис. 2. Разрезы скважин с офиолитами в фундаменте Закарпатского прогиба (по Данилович, 1976).

Примечания: 1 — кора выветривания диабазов; 2 — диабазы; 3 — диабазовые порфириды; 4 — базальтовые порфириды; 5 — спилиты; 6 — шальштейны; 7 — брекчии и агломераты диабазов и базальтов; 8 — тектонические нарушения (зеркала скольжения в породах); 9 — гравелиты, конгломераты; 10 — кремнистые образования, яшмы, радиоляриты; 11 — туфы кислого состава; 12 — темно-цветные аргиллиты и песчаники; 13 — кремнистые аргиллиты; 14 — известняки; 15 — кремнистые известняки; 16 — мергели; 17 — доломиты; 18 — соль; 19 — ангидриты; 20 — тектонические контакты; 21 — несогласия.

В Мармарошской утесовой зоне, и в зоне надвига Раховско-Буркутской группы зон на Силезскую и Черногорскую зоны, кроме вышеупомянутых пород, содержатся габбро, гипербазиты и габбро-диабазы. Гипербазиты в районе Малой и Большой Угольки, где они трассируют зону крутопадающих разломов, ограничивающих с юга и юго-запада полосы Мармарошских Утесов, залегают как в виде крупных тел протяженностью 600—900 м при ширине 100—150 м или 100—350 м при ширине 20—100 м, так и в мелких, в виде тел размером в десятки метров. К юго-востоку от Большой Угольки известны несколько выходов гипербазитов в бассейне рек Тушек, Малой Шопурки и др. Здесь они образуют разобщенные, вытянутые вдоль надвига, изолированные глыбы, линзы, включенные в тектониты.

Петрографические исследования (Д а н и л о в и ч, 1977; Herz — S a v u, 1974) показывают, что породы офиолитовой ассоциации являются производными базальтовых магм толеитового ряда. Для них характерно пониженное содержание SiO_2 , MgO , CaO . Среди гипербазитов преобладают перидотиты (лерцолиты). Парагенезис минералов, геохимические и петрохимические данные близки к гипербазитам срединно-океанических хребтов.

В общем, характер пород офиолитовой ассоциации во всех упомянутых зонах Карпат и Закарпатского прогиба позволяет говорить о формировании их в стадию растяжения (спрединга) и образования океанической коры (рис. 3.Б.). Стадия эта завершилась, очевидно, не раньше апта—альба, на что указывает возраст пород, заключающих офиолитовый комплекс (Д а н и л о в и ч, 1976).

В позднем мелу — палеогене условия растяжения океанического дна, сменились его сжатием и образованием зоны Беньофа, по которой происходило поддвигание океанической коры под континентальную (рис. 3.В.).

В желобе, образовавшемся между океаном и континентом, происходило скупивание пород различного происхождения — осадочных и магматических. Особенностью их является интенсивная раздробленность, наличие зеркал скольжения, зон брекчирования, во многих случаях безкорневое аллохтонное залегание. В бассейне р. Малой Угольки и руч. Квасного установлены фрагменты глаукофановых сланцев, характерных для зон субдукции.

Зона Беньофа в Украинских Карпатах в отличие от Восточных Альп и Западных Карпат была направлена с юго-запада на северо-восток. Этому свидетельствует характер распределения островодужного вулканизма и геохимические особенности магматических образований.

Островная дуга, развивавшаяся в пределах современного Закарпатского прогиба, по своим структурным особенностям и истории эволюционного развития подразделялась на две части: Внешнюю и внутреннюю (по отношению к зоне Беньофа). Внешняя дуга сложена меловыми и палеогеновыми образованиями и продуктами кислого и андезитового вулканизма. Внутренняя — неогеновыми породами и продуктами кислого андезитового (неоген) и андезито-базальтового (плиоцен) вулканизма (Д а н и л о в и ч, 1976). Увеличение основности магматических образований и содержания калия по направлению от океана к континенту указывает на пере-

мещение зоны субдукции океанической коры под континентальную с юго-запада на северо-восток. На основании бинарных диаграмм «окись калия — кремнекислота» (Herz et al., 1973) определена глубина выплавления магм: для зоны вулканизма — 120—149 км, андезитового вулканизма — 130—160 км, андезито-базальтового вулканизма (Выгорлат-Гутинская гряда) — свыше 150 км (Данилович, 1976).

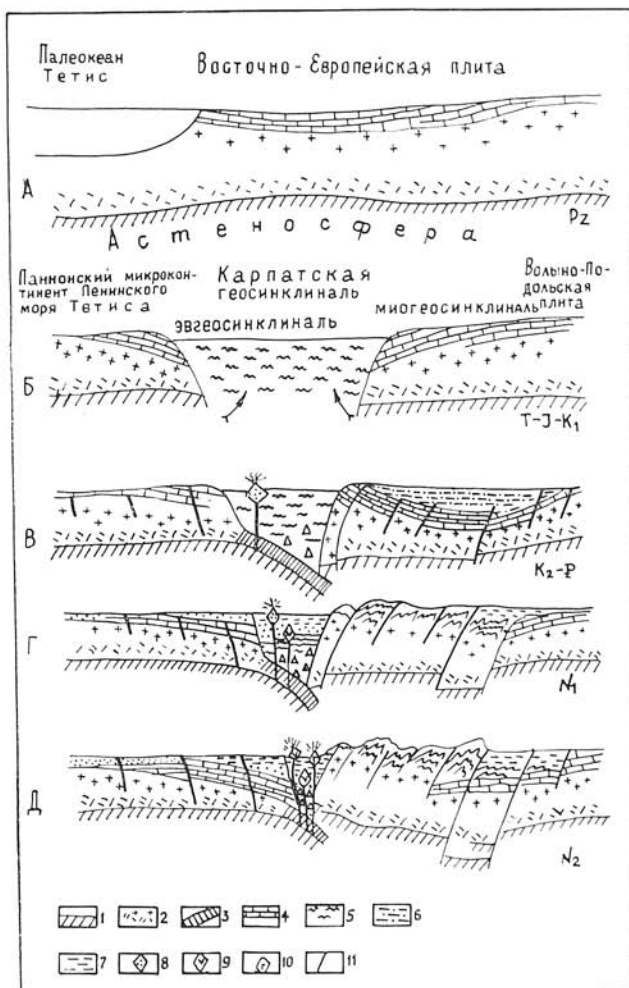


Рис 3. Геодинамика и механизм развития Украинских Карпат.

Примечания: 1 — поверхность мантии (Моховичича); 2 — материковая кора; 3 — океаническая кора; 4 — континентальные образования палеозоя и мезозоя; 5 — породы офиолитовой ассоциации; 6 — флишевая формация; 7 — молассовая формация. Проявление вулканизма: 8 — кислого и андезитового; 9 — андезито-базальтового; 10 — базальтового; 11 — разломы.

Таким образом, в истории развития эвгеосинклинальной зоны Украинских Карпат, развивавшейся на океанической (симатической) коре, выделяется два этапа магматизма: первый из них соответствует периоду растяжения (триас — ранний мел), второй — периоду сжатия (поздний мел — неоген). В течение первого этапа формировались породы офиолитовой ассоциации и ультрабазиты, на протяжении второго — известково-щелочные серии липарит-дацитового состава (верхний мел — неоген); андезитовые вулканические и субвулканические комплексы (неоген) и андезито-базальтовые комплексы (постплиоцен).

На протяжении верхнемелового палеогенового времени формировалась миогеосинклинальная зона Карпат, с характерной для нее флишевой формацией пород. Границами флишенакпления, служили глубинные разломы — Закарпатский (Перипенинский) на юго-западе и Предкарпатский на северо-востоке. Оба эти разломы фиксируются глубинным сейсмическим зондированием (Ч е к у н о в, 1972) и, как показано на схеме глубинного строения земной коры (рис. 4), достигают мантии Земли. Предкарпатский разлом к тому же является парным, в его пределах, по-существу, развилась вся современная Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, с максимальным до 65 км погружением поверхности Мохо. Закарпатский глубинный разлом разграничивает миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную зоны. В пределах первой поверхность Мохо располагается на глубинах от 35 до 55 км, в пределах второй — она поднята на глубины 25—30 км.

Внутри флишевого трога в процессе сжатия произошло скалывание по разломам континентальной плиты и образование подводных кордильер. Последние предопределяли разнофациальный состав флишевой формации и в последствии структурно-фациальную зональность Флишевых Карпат. Этот процесс сопровождался миграцией оси флишевого бассейна и вместе с ней складчатости от внутренних частей миогеосинклинали (ранний мел) к ее периферии (верхний мел, палеоген). Кроме кордильер на седиментацию флишевых образований верхнего мела — палеогена существенно влияли также поперечные сводообразные поднятия и впадины пра-Карпат, обуславливавшие изменение на небольших расстояниях мощностей и литологического состава флишевых отложений (Д о л е н к о и др., 1980).

В строении фундамента флишевых образований принимают участие метаморфические рифейские и каледонские комплексы (галицийская складчатость по Семенову и Ткачуку, 1965), а также герцинские сооружения, сложенные породами палеозоя и нижнего мезозоя (Д о л е н к о и др., 1980₁; Д о л е н к о и др., 1980₂). Все образования фундамента усложнены в своем строении разрывными нарушениями. Один из них продольного направления, другие — поперечного по отношению к геосинклинали.

Продольная система разрывных нарушений обычно ограничивает кордильеры и своими корнями спускаются в базальтовый слой литосферы. В современном тектоническом плане эти разломы отражаются во флишевых образованиях в форме надвигов, разграничивающих отдельные структурно-фациальные зоны.

Поперечные разломы образуют целые зоны нарушений, секущие одно-

временно все геотектонические элементы Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Отдельные из них имеют трансконтинентальное развитие и относятся к типу трансформных разломов (Доленко и др., 1980₁; Доленко и др., 1980₂). Они распространяются из Карпатской геосинклинали в пределы примыкающей с северо-востока Вольно-Подольской плиты Восточно-Европейской платформы и Срединного Паннонского массива на юго-западе. Это такие разломы как Балатон—Горнадско—Волынский и Шопуркинско—Надворнянско—Монастырищенский, ограничивающие (соответственно) с северо-запада и юго-востока наиболее прогнутую часть флишевого бассейна.

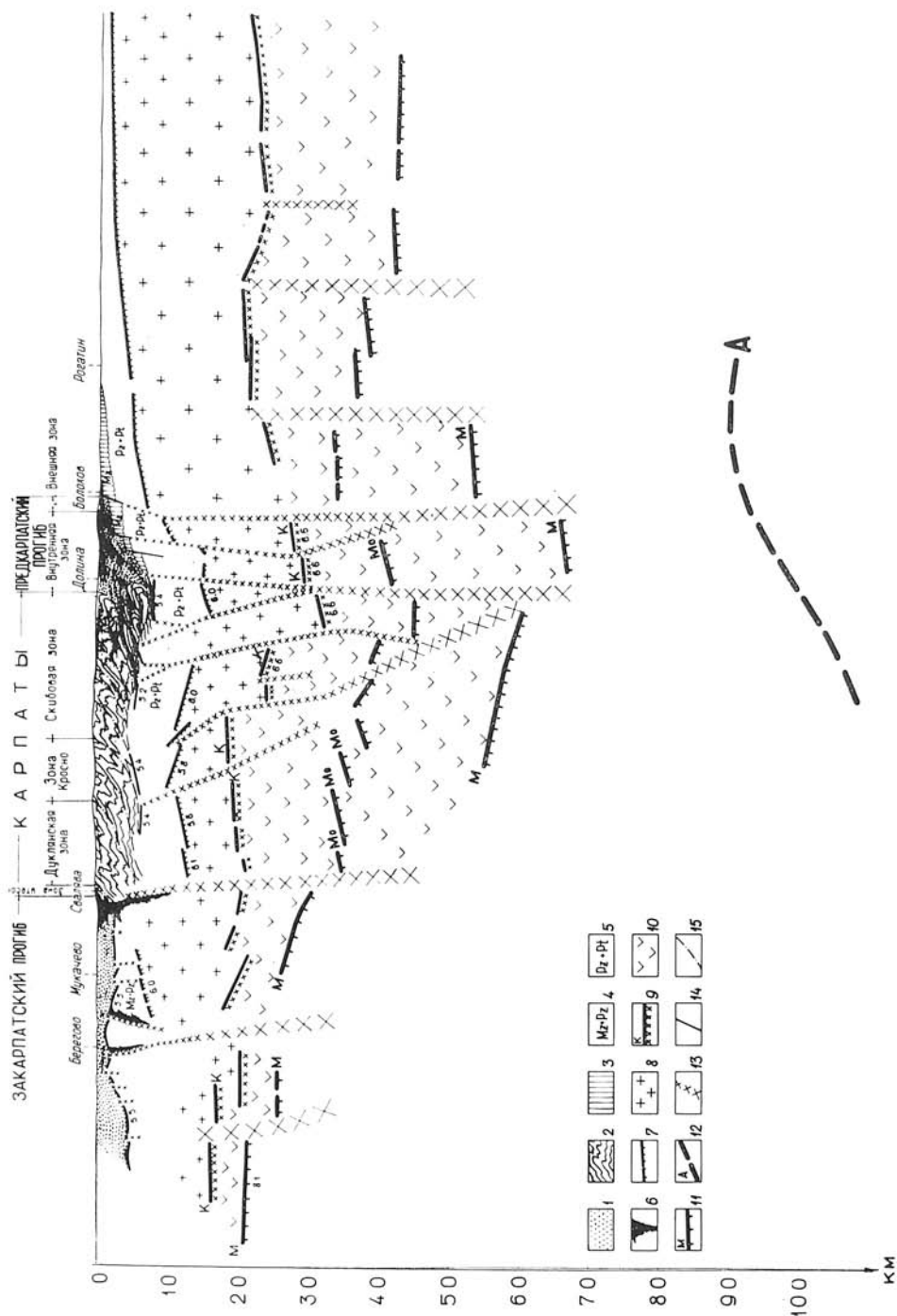
Ритмичность в накоплении пород флишевой формации обуславливалась периодическим изменением уровня эрозии и угла наклона седиментационного бассейна. При этих условиях на тонко-дисперсных (глинистых) отложениях ложились более грубозернистые (алевритовые и песчанистые) образования, постепенно сменявшиеся выше вновь пелитовыми осадками. К тому же флишевый бассейн характеризовался осцилляционными (малоамплитудными) подвижками фундамента, что в свою очередь способствовало ритмичному осадконакоплению.

В целом накопление пород флишевой формации во времени относится к началу воздымания земной коры на орогенной стадии развития геосинклинали. В это время активно развивались Закарпатский и Предкарпатский глубинные разломы. Развитие их сопровождалось возникновением мелкофокусных землетрясений и интенсивным осадконакоплением. Вместе с тем Закарпатский разлом совместно с эвгеосинклинальной зоной испытывал надвигание на флишевый бассейн вследствие чего осуществлялось смятие флишевых толщ и возникновение внутриформационных надвигов вдоль глубинных разломов, ограничивавших кордильеры.

В начале неогена (рис. 3. Г.) в области современных Внутренних Карпат (Внутрикarpатской геоантиклинали) были выведены на дневную поверхность древние протерозойские и палеозойские породы, слагающие основание миогеосинклинали. Здесь получили развитие современные Мармарошская и Пенинская зоны. Мармарошская зона непосредственно примыкает к области развития флиша и надвинута к северо-востоку на Раховскую и местами на Суховскую зоны Внешних флишевых Карпат. Вдоль Мармарошского надвига образовалась полоса утесов, сложенная юрскими и нижнемеловыми известняками с включением элементов древних пород в том числе офиолитовых комплексов.

Рис. 4. Схема строения земной коры в пределах Украинских Карпат (по Чекунову с дополнением)

Применения: 1 — моласса; 2 — флиш; 3 — мезозойские платформенные образования; 4 — мезозойско-палеозойский комплекс; 5 — палеозойско-протерозойский комплекс; 6 — вулканические образования; 7 — основание осадочного чехла; 8 — гранитный слой; 9 — раздел Конрада; 10 — базальтовый слой; 11 — раздел Мохо; 12 — предполагаемое положение астеносферы; 13 — зоны глубинных разломов; 14 — разломы в осадочном чехле; 15 — надвиги.



В неосоке в этой структурно-фациальной зоне накапливались нефлишевого типа маломощные карбонатные и карбонатно-терригенные отложения сваявской свиты.

В позднем барреме зона испытывала общее поднятие, чему отвечает перерыв в осадконакоплении в апте и нижнем альбе. В верхнеальбскую трансгрессию накапливались конгломераты, песчаники и алевролиты соймультской и карбонатные породы тисальской свит. В сеноне, в виду обмеления морского бассейна отлагались красные пуховские мергели, а к концу верхнего мела в дате, а затем и в палеогене вновь возникли перерывы в осадконакоплении.

Пенинская (Утесовая) зона приурочена к Закарпатскому (Перипенинскому) разлому. Геологической особенностью ее является наличие разных по размерам юрских глыб (утесов) среди меловых и палеогеновых отложений. Глыбы представляют собой тектонические отторженцы, выведенные из недр на поверхность.

В области современных Внешних Карпат в конце палеогена проявилась интенсивная складчатость: возникли сложные гравитационной природы чешуйчатые, во многих случаях шарьяжные, структуры с четко выраженной северо-восточной вергентностью в направлении платформы.

Сформировались также структурно-фациальные зоны (рис. 5): Скибовая, включающая Береговую, Оровскую, Сколевскую, Парашки, Зелемянки, Рожанки, Славскую, Брустуранки и Синевира скибы; Субсилезская (Венгловцевская); Силезская (Кросненская) с подзонами Турковской и Сойменско-Свидовецкой; Черногорская с подзонами Скуповской и Говерлянской; Красношорская; Преддуклянская; Дуклянская с подзонами Ставнянской, Дусинской и Турицкой; Магурская с подзонами Рачанской, Быстрицкой и Кохановской; Буркутская; Суховская и Раховская (Вялов и др., 1981). Границы между зонами проходят по региональным надвигам, обусловившим покровное строение всех Внешних Карпат.

В течение нижнего миоцена на фоне общего воздымания и формирования Флишевых Карпат сформировались Предкарпатский предгорный и Закарпатский загорный прогибы. В них накапливались осадки молассовой формации — продукты разрушения флишевых пород, поднимавшейся Карпатской горной системы и пород, примыкающей Восточно-Европейской платформы, в частности, древнего погребенного на границе современных Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба так называемой Сандомирско-Добруджинской гряды.

В начальный период формирования прогибов откладывались мощные толщи осадков нижней молассы (эгерия, эгенбургия, отнангия, карпатия), представленные в основном терригенными образованиями. На участках поперечных поднятий фундамента у края Карпатского горного сооружения накапливались (в основном в эгенбургии) большой мощности конгломераты (трускавецкие, слободские и др.). На участках поперечных прогибов и в присбросовых компенсационного характера мульдах откладывались лагунные молассы (стебницкая свита Предкарпатского прогиба и тереблянская свита Закарпатья). Под действием горизонтальных напряжений, направленных с одной стороны на платформу, с другой — под Карпаты со стороны платформы, развивались сбросо-сдвиги и надвиги

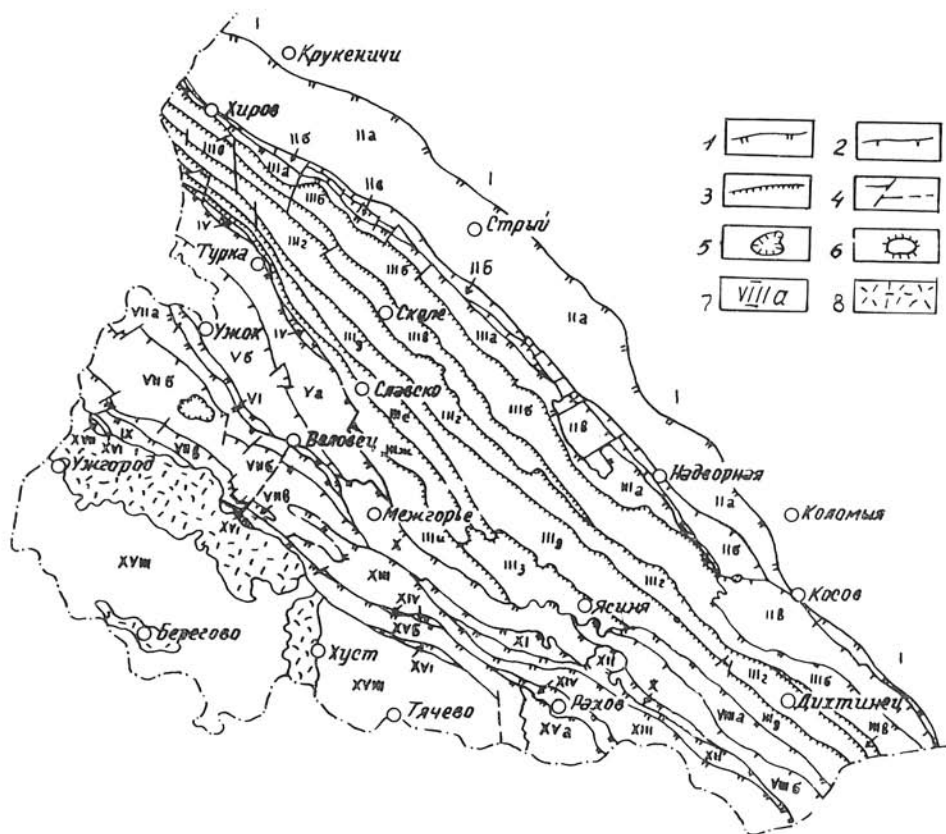


Рис. 5. Тектоническая схема Украинских Карпат (составили О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш, П. Н. Царненко)

Примечания: Границы: 1 — между зонами; 2 — подзонами; 3 — скидами; 4 — разрывные нарушения; 5 — тектонические останцы; 6 — тектонические окна; 7 — структурно-фациальные единицы: I — Внешняя зона Предкарпатского прогиба; II — Внутренняя зона Предкарпатского прогиба (подзоны: IIa — Дрогобычская, IIб — Долинская, IIв — Бориславская); III — Скибовая зона (скибы: IIIa — Береговая, IIIб — Оровская, IIIв — Скольская, IIIг — Паранки, IIIд — Зелемянки, IIIе — Рожанки, IIIж — Славска, IIIз — Брустуранки, IIIи Синевира); IV — Венгловская зона; V — Кросненская зона (подзоны: Va — Турковская, Vб — Сойменская); VI — Преддуклянская зона; VII — Дуклянская зона (подзоны: VIIa — Ставнянская, VIIб — Дусинская, VIIв — Турецкая); VIII — Черногорская зона (подзоны: VIIa — Скупиовская, VIIб — Говерлянская); IX — Магурская зона; X — Сви́довецкая зона; XI — Красношорская зона; XII — Буркутская зона; XIII — Суховская зона; XIV — Раховская зона; XV — Мармарошская зона (XVa — кристаллический массив, XVб — осадочная оболочка); XVI — Пенинская зона; XVII — Подгальский флиш; XVIII — Закарпатский прогиб (подзоны: XVIIa — Мукачевская, XVIIб — Солотвинская; XVIIв — Береговская); XIX — Паннонская впадина; 8 — эффузивы Выгорлат-Гутинской гряды.

как в самих Карпатах, так и в Предкарпатском и Закарпатском прогибах. В общей сложности современную покровно-надвиговую структуру Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба следует рассматривать как конечный результат суммарного действия тангенциальных напряжений со стороны Закарпатья и обдукции Восточно-Европейской платформы. В это же время осуществился надвиг Скибовых Карпат на Предкарпатский прогиб. При этом величина надвига возросла на депрессионных участках Предкарпатского прогиба и, наоборот, сокращалась на участках поперечных поднятий.

После накопления нижних моласс в верхнем миоцене (бадении) (рис. 3, Д.) произошло прогибание прилегающей части Средне-Европейской и Восточно-Европейской платформ и образование современной Внешней зоны Предкарпатского прогиба. В Закарпатском прогибе это время характеризовалось образованием конгломератовых и вулканических пород новоселицкой свиты. В течение верхнего миоцена во Внешней зоне Предкарпатского прогиба накапливались песчаноглинистые осадки бадения и нижнего сармата, а в Закарпатском прогибе — осадки бадения, сармата, в заключении плиоцена с образованием Выгорлат-Гутинской андезито-базальтовой вулканической гряды.

Основным типом структур пород верхней молассы являются пликативные складки конседиментационного происхождения. Региональный план тектонического строения наследовался от фундамента и усложнялся постплиоценовыми тектоническими движениями. В период накопления верхнемолассовых образований происходило полное закрытие Карпатской геосинклинали и формирование современного структурно-тектонического облика Горных Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

Таким образом, геотектоническое развитие и формирование Украинских Карпат и прилегающих Предкарпатского и Закарпатского прогибов происходило в четыре основные стадии: 1) рифтовую (триас); 2) океанскую или раннюю геосинклинальную (юра—нижний мел) — формирование эвгеосинклинальной зоны на океанической коре и эпиконтинентальных прогибов на континентальной коре; 3) раннеорогенную или флишевую (верхний мел—палеоген) — дальнейшее развитие бассейна флишенаккопления на северо-востоке территории и последовательная редукция эвгеосинклинального бассейна на юго-западе с образованием покровно-надвиговых структур; 4) позднеорогенную или молассовую (миоцен—плиоцен) — общая инверсия геотектонического режима, сопровождавшаяся образованием Предкарпатского и Закарпатского прогибов, скупчиванием континентальных блоков по системе сбросо-надвигов и глубинных разломов продольного и поперечного направлений, формирование современного структурно-тектонического облика.

Каждой из этих стадий соответствовали определенные геодинамические напряжения: рифтовая и океанская стадии проходили в обстановке регионального растяжения, вызванного раскрытием в триасе—юре—нижнем мелу океана Тетис; раннеорогенная (флишевая) и позднеорогенная (молассовая) стадии проходили в обстановке сжатия и подвига океанической коры под континентальную. В постплиоценовое время межплитная геосинклиналь полностью закрылась и превратилась в горное складчатое сооружение с предгорным и загорным прогибами.

ЛИТЕРАТУРА

- ВЯЛОВ, О. С. — ГАВУРА, С. П. — ДАНЬШ, В. В. — ЛЕШУХ, Р. И. — ПОНОМАРЕВА, Л. Д. — РОМАНИВ, А. М. — ЦАРНЕНКО, П. Н. — ЦИЖ, И. Т., 1981: История геологического развития Украинских Карпат. Наукова думка, Киев, 177 с.
- ДАНИЛОВИЧ, Л. Г., 1976: К вопросу о положении зоны субдукции в Украинских Карпатах. Геол. геохим. горюч. ископаем., 47, с. 53—58.
- ДАНИЛОВИЧ, Л. Г., 1977: Петрогенезис магматических образований Карпат по данным изучения изотопного состава стронция. Геол. журн., 4, с. 67—80.
- ДИТРИХ, Ф., 1977: Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза основанная на тектонике плит. Геотектоника (Москва), 6, с. 61—68.
- ДОЛЕНКО, Г. Н. — БОЙЧЕВСКАЯ, Л. Т. — ДАНИЛОВИЧ, Л. Г. — КИЛЫН, И. В. — МЕДВЕДЕВ, А. П. — ЧАЛЫЙ, Б. Н. — ЩЕРБА, А. С. — ЩЕРБА, В. М. — ЯРОШ, Б. И., 1980: Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. Наукова думка, Киев, 148 с.
- ДОЛЕНКО, Г. Н. — ДАНИЛОВИЧ, Л. Г. — БОЙЧЕВСКАЯ, Л. Т. — МЕДВЕДЕВ, А. П. — ЦАРНЕНКО, П. Н., 1980: Тектоническое развитие Украинских Карпат. В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. Наука, Москва, с. 133—146.
- ЧЕКУНОВ, А. В., 1972: Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Наукова думка, Киев, 176 с.
- HERZ, N. — JONES, L. — SAVU, H. — WALKER, R., 1973: Sr^{86}/Sr^{87} analysis of ophiolitic and related rocks. In: Int. Symp. on volcanism and Assoc. Metallogenesis. Bucarest, pp. 72—75.
- HERZ, N. — SAVU, H., 1974: Plate tectonics history of Romania. Bull. Geol. Soc. Amer. (New York), 85, 9, pp. 1429—1440.
- NINKOVICH, D. — HAYS, I. D., 1972: Mediterranean island areas and origin of high potash volcanoes. Earth Planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 16, pp. 331—345.
- RĂDULESCU, D. — SÂNDULESCU, M., 1973: The plate-tectonics conception and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics (Amsterdam), 16, 2, pp. 155—161.
- TOLLMAN, A., 1978: Platten tektonische Fragen in den Ostalpen und der platten-tektonische mechanismus des mediterranen Orogens. Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 69, 11, pp. 291—351.

Рукопись получена 16 октября 1987 г.

Автор отвечает за правильность содержания статьи.