

ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

С.Круглов

(Український державний геологорозведочний інститут)

ТЕКТОНІКА

Українські Карпати являються зв'язуючим ланкою між Западними (Словацькими і Польськими) і Східними (Румунськими) Карпатами, складаючи собою фрагмент північного відгалуження альпійського Середземноморського пояса. Таке географічне положення наложило свій відбиток на їх будову. Тут редукується ряд структурних зон, що визначають вигляд Західних Карпат і зароджуються нові елементи, характерні для східної частини Карпатської дуги (рис. 1.).

Формування Карпатської дуги, як складато-покровного спорудження, завершилося в міоцені. Більш ранні епохи складчатості і покрывоутворення відзначаються достовірно лише в її внутрішніх районах, які обмежуються з зовнішньої сторони зоною Пенінських утесів. Поперечна зональність в Карпатах не має контрастних меж і літолого-формаційний і структурний вигляд розвинутих тут байкальських, герцинських і альпійських комплексів змінюється звичайно кулісообразно. Однак подовжня зональність виражена чітко і вона послужила основою для тектонічного районування. Виділення великих підділянь базується на комплексі загальноприйнятих критеріїв, а розчленування їх на більш дрібні одиниці – на структурних і літолого-формаційних принципах.

За основну одиницю районування приймається структурно-формаційна зона. При строгому використанні останнього терміна в Українських Карпатах обґрунтовано виділення п'яти таких одиниць: Предкарпатського прогибу, Флішевої, Мармарошської, Пенінської і Закарпатського прогибу. Во Флішевих (або Зовнішніх) лише детальний аналіз всього набору флішевих товщ від неогену до нижнього міоцену дозволяє виявити певну автономність їх розвитку, що слугує основою для обособлення самостійних структурно-фасціальних зон, підзон або чешуї. Внутрішня їх будова звичайно слабо індивідуалізована, що обумовлено великою близькістю механічних властивостей розвинутих тут товщ фліша.

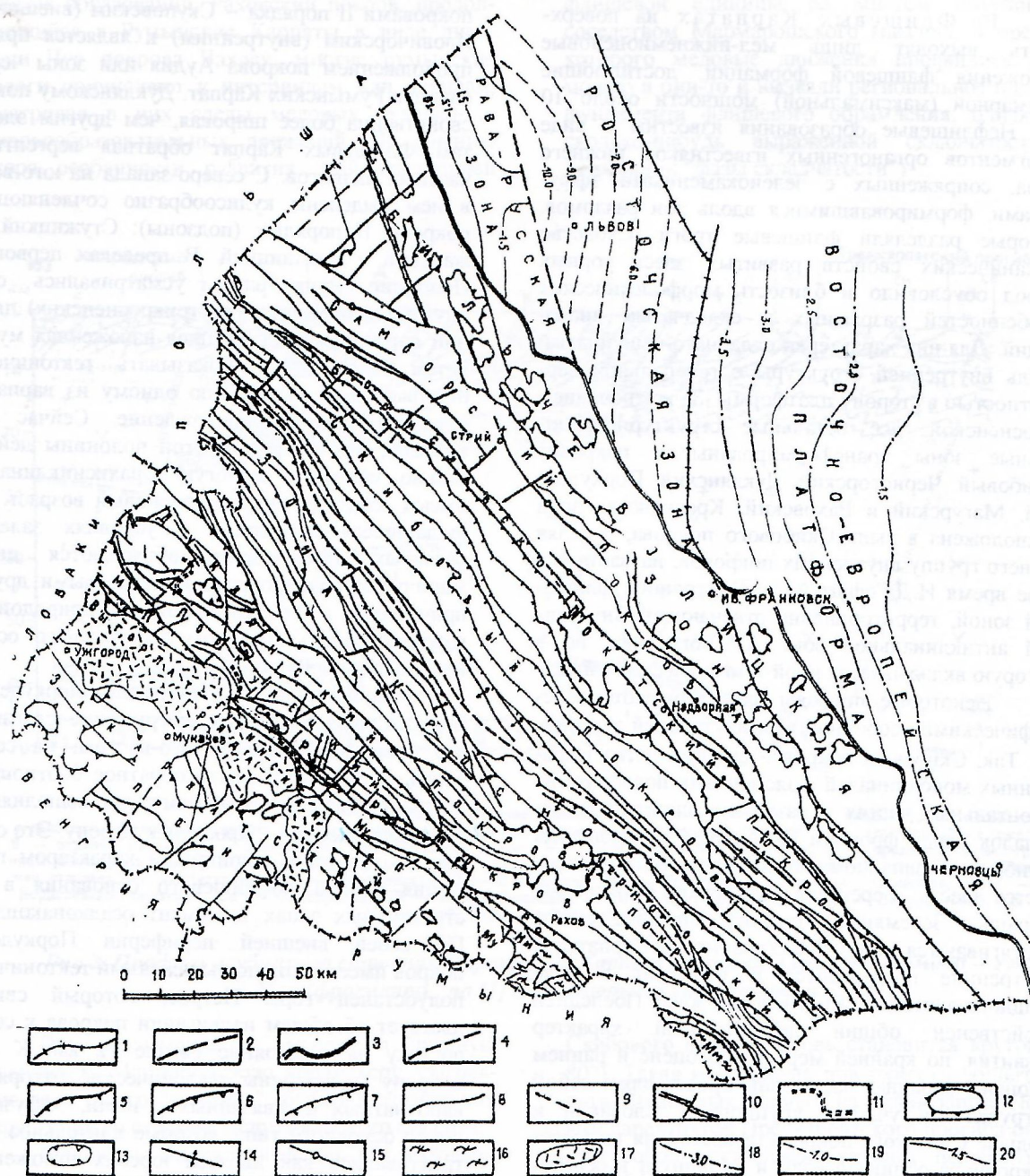
Всі зони Карпат являються в дійсності часом тектонічними покривами з надвиганням їх на сторону платформеного обрамлення,

що дозволило позначити їх загальну будову як моновіргентне асиметричне складато-покровне гірське спорудження, обрамлене прогибами і розділене в своїй внутрішній частині великою шовною зоною (сутурою), трасуючоюся по утесовим зонам і Мармарошському масиву (моновіргентний меганапний) (рис. 2).

Предкарпатський передовий прогиб поділяється внаслідок за В.С.Буровим, В.В.Глушко, В.А.Шакиним і П.Ф.Шпаком на 3 зони. Це районування відповідає характеру його будови і особливо альпійській історії геологічного розвитку. Більче-Волицька зона представляє собою залучені в міоценове прогинання західні краї молодий Західно-Європейської і доріфейської Східно-Європейської платформ, має багатошарову будову доміоценового основи, з поступовим зануренням (у вигляді блоків) на сторону Карпат, і потужний верхньомоласовий верхній структурний етап. Деякі несуттєві особливості складу і віку відкладень цього етапу і, в меншій мірі, відмінності будови фундаменту стали основою для поділу зони на Крукеницьку, Косовсько-Угерську, Станіславську і Лопушнянську підзони, косо орієнтовані до простягання всієї зони і розташовані кулісообразно одна до одної.

Самборська зона представляє собою, ймовірно, безкорневої покрив з амплітудою переміщення на сторону платформи не менше ніж на 18 км, складений дислокованими в вузькі лінійні складки нижнь- і середньоміоценовими моласами. Передбачається, що відкладення міоцену залягали тут на нефлішеві по своїй природі фундаменту.

Бориславсько-Покутська зона – крайня частина мелової-ранньоміоценової флішевої геосинкліналі, залучена в прогинання на орогенному етапі її розвитку і далеко надвинута на паравтохтон – Самборську зону. Внутрішня будова зони – система полого лежачих опрокинутих на сторону платформи складок, сгрупированих (в одному сеченні) в 2-3 яруса і розділених поверхностями покривів II порядку, з яких тут налічується чотири: Бориславський, Майданський, Битківський і Покутський.



1-4. Границы тектонических элементов: 1. Восточно-Европейской платформы, 2. Ростовской и Рава-Русской зон Западно-Европейской платформы, 3. Предкарпатского прогиба, 4. Скибского покрова и зоны Кросно. 5-10. Разрывные дислокации: 5. Главные покровы, 6. Крупные надвиги, 7. Крупные чешуи, 8. Прочие разрывные дислокации, 9. Предполагаемые разломы, 10. Краковецкий разлом. 11-15. Складчатые дислокации: 11. Горизонтальные флексуры, 12. Брахиантиклинальные складки и купола, 13. Брахиантиклинальные складки, 14. Оси антиклизалей, 15. Оси синеклизалей; 16. Домезозойский кристаллический комплекс с чехлом; 17. Вулканогенный миоцен-плиоценовый комплекс; 18-20. Изогипсы подошвы плитных комплексов Восточно-Европейской платформы и ее эпикаледонского и эпикаледонского складчатых обрамлений: 18. На дорифейском основании, 19. На байкальском основании, 20. На каледонском основании. Обозначения тектонических единиц: М - Магурський покров, Р - Раховський покров, Мм - Мармарошський масив, Му - зона Мармарошських утесів, П - зона Пейнінських утесів.

Рис.1. Схема тектоники Украинских Карпат

Во Флишевых Карпатах на поверхность выходят лишь мел-нижнемиоценовые отложения флишевой формации, достигающие суммарной (максимальной) мощности около 10 км. Нефлишевые образования известны в виде фрагментов органогенных известняков нижнего мела, сопряженных с зеленокаменными эффузивами, формировавшимися вдоль зон разломов, которые разделяли флишевые трогги. Сходство механических свойств развитых здесь горных пород обусловило и близость морфологических особенностей разрывных и складчатых дислокаций. Для них характерен складчато-чешуйчатый стиль внутренней структуры с генеральной вергентностью в сторону платформы. За исключением Кросненской, все остальные структурно-фациальные зоны трансформированы в покровы: Скибовый, Черногорский, Дуклянский, Поркулецкий, Магурский и Раховский. Кросненская зона расположена в тылу Скибового покрова, отделяя от него группу внутренних покровов, названную в свое время И.Д.Гофштейном Внутренней флишевой зоной, территориально отвечающей Внутренней антиклинальной зоне А.А.Богданова, но в которую вкладывается иной тектонический смысл.

Некоторые покровы характеризуются специфическими особенностями внутренней тектоники. Так, Скибовый покров – система четко выраженных моноклиналей с элементами подворота во фронтальных частях и развитием синклинальных складок перед фронтом следующей моноклинали (скибы). В западном пересечении их насчитывается шесть: Береговая, Оровская, Сколевская, Парашка, Зелеманка, Рожанка. Внешние скибы протягиваются через все Украинские Карпаты, а внутренние погружаются и исчезают в поле мощного олигоцена Кросненской зоны. Последней свойственен общий депрессионный характер развития, по крайней мере в олигоцене и раннем миоцене. Западная часть зоны представляет собой погруженный участок крупного в Словакии и Польше Силезского покрова, а восточная не имеет покровного облика и если и надвинута к северо-востоку, то лишь пассивно (совместно со Скибовым покровом). На среднемасштабной тектонической карте (1986 г.) в ее пределах выделены подзоны: Славско-Верховинская, Турковская и Битлянская.

Ограничивающий Кросненскую зону с внутренней стороны Черногорский покров полностью лишен олигоцена и миоцена и представлен двумя различающимися по структуре и комплексу слагающих флишевых толщ подзонами или

покровами II порядка – Скуповским (внешним) и Яловичорским (внутренним) и является прямым продолжением покрова Аудия или зоны черных сланцев Румынских Карпат. Дуклянскому покрову свойственна более широкая, чем другим элементам Флишевых Карпат обратная вергентность частных надвигов. С северо-запада на юго-восток в нем выделены кулисообразно сочленяющиеся покровы II порядка (подзоны): Стужицкий, Лужанский и Близницкий. В пределах первого на Полонине Руна ранее усматривались следы внутриолигоценных (внутрикросненских) движений и изображалась крупная наложенная мульда. Затем здесь стали показывать тектонический отторженец, имеющий, по одному из вариантов, регрошарьяжное происхождение. Сейчас установлено, что песчаники этой полонины действительно образуют пологую брахисинклиналь и имеют олигоцен-нижнемиоценовый возраст. Наблюдавшиеся несогласия в условиях залегания развитых здесь толщ объясняются дисгармоничной складчатостью и некоторыми другими причинами, а не покровной их природой или горстообразным выступом дофлишевого основания Полонины Руна.

Характерной особенностью Поркулецкого покрова является общее погружение слагающих его флишевых толщ с юго-востока на северо-запад. Здесь имеет место обратное соотношение, по сравнению с погружением толщ, выполняющих Силезский покров – Кросненскую зону. Это объясняется, вероятно, шарнирным характером погружения блоков дофлишевого основания в этих структурных зонах в момент осадконакопления. По своей внешней периферии Поркулецкий покров имеет типично выраженный тектонический полуостанец горы Петрос, который свидетельствует об общем надвигании покрова к северо-востоку на расстояние свыше 12 км. К этому покрову приурочены тектонические отторженцы карбонатных и, связанных с ними, эффузивных пород основного типа, которые длительное время трактовались как выходы юрских отложений в ядре антиклинальной складки. По характеру структуры с юго-востока на северо-запад в пределах Поркулецкого покрова выделены Белотисенская, Лисичевская, Турьепольская и Черноголовская подзоны.

Главнейшими особенностями строения внутренних флишевых покровов – Раховского и Маурского являются полное отсутствие в первом отложений моложе нижнего мела, а во втором – выход на дневную поверхность только палео-

геновых образований. Раховский покров, продолжающийся в Румынские Карпаты в виде дигитации Чук покрова Чахлеу, многие румынские геологи причисляют к интернидам или дакидам, усматривая в них следы меловых складко- и покровообразовательных движений. По мнению автора особенности развития этой внутренней

флишевой единицы во многом обусловлены соседством Мармарошского массива, в пределах которого меловые движения проявились очень мощно и они-то и вызвали региональное поднятие фундамента флишевого обрамления, однако без сколько-нибудь выраженной складчатости (в понимании "фазы складчатости").

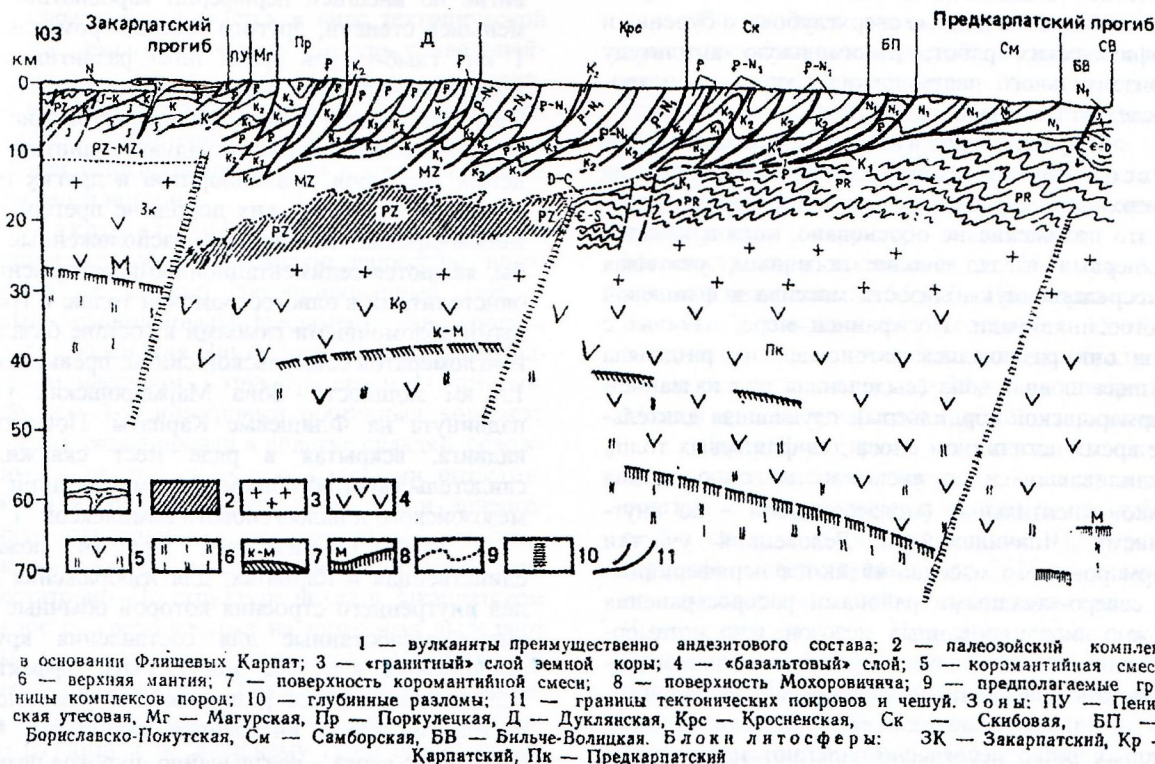


Рис.2. Профиль глубинного строения Украинских Карпат по линии Горохов — Самбор — Ужгород — Чоп (фрагмент), по [1] с некоторыми упрощениями.

Эти воздымания и вывели на дневную поверхность Мармарошскую кордильеру, сыгравшую роль такого «гасителя» (буфера) сжимающих напряжений со стороны Мармарошского массива.

Флишевые Карпаты в целом, как и отдельные их покровы, надвинуты к северо-востоку. Фронтальная часть поверхности лучше всего изученного Скибового покрова крутая и местами запрокинута к юго-западу. На глубине 2-3 км в большинстве сечений она начинает резко выполаживаться и угол наклона ее становится равным 20-30°. Более крутые поверхности надвигов внешних скиб (Береговой, Оровской и, возможно, Сколевской) подрезаются этим общим покровом на глубинах 2-5 км. Далее под Карпаты поверхность

Скибового покрова вновь становится крутой (70-80°). Такая морфология поверхности общего надвига Флишевых Карпат на Бориславско-Покутский паравтохтон Предкарпатского прогиба определяет собой внутреннюю границу перспективных на нефть и газ районов Предкарпатья на современном техническом уровне поисков и разведки месторождений. Одним из реперов этой границы является сверхглубокая скважина Шевченко-1, которая полностью вскрыла весь меловой и палеогеновый разрез Оровской скибы и при забое 7520 м не вышла еще из Береговой скибы. Скважина заложена на Оровской скибе в 15 км от фронта Скибового покрова.

Однако в некоторых поперечных сечениях морфология внешней части поверхности Скибового покрова существенно изменяется. В районе Майданского тектонического полуокна покрова отчетливо выражено его ныряние, при этом паравтохтон (Бориславско-Покутская зона) выходит на дневную поверхность в 8-9 км в тылу покрова, а его ныряющая к северо-востоку часть достигает толщины до 1,5 км.

Учитывая данные сверхглубокого бурения и геофизических работ, минимальную амплитуду горизонтального перемещения Скибового покрова следует считать порядка 20 км.

Мармарошский кристаллический массив обычно трактуется как выведенное на поверхность дофлишевое основание Карпат. Однако это положение не обосновано, хотя и кажется на первый взгляд вполне логичным, учитывая непосредственную близость массива к флишевой миогеосинклинали. По крайней мере, начиная с мела они развивались автономно, их разделяла крупная шовная зона (выделенная под названием Мармарошской кордильеры), служившая длительное время источником сноса для флишевых толщ, накапливавшихся по внешнему ее краю, и для эпиконтинентальных (молассоидных) – по внутреннему Чивчинский и Деловецкий участки Мармарошского массива являются периферийными северо-западными районами распространения сложно дислоцированных мезозонально метаморфизованных рифейско-палеозойских и эпизонально метаморфизованных осадочных и вулканогенных доальбских мезозойских образований, на которых резко несогласно залегают нефлишевые толщи, разделенные несколькими крупными перерывами Массив надвинут на Флишевые Карпаты и сам имеет покровную внутреннюю структуру. С.Л.Бызовым, С.Г.Рудаковым, В.И.Славиным и В.Е.Хаиным здесь выделено два крупных покрова – Белопотокский (нижний) и Деловецкий (верхний). Минимальная амплитуда перемещения Деловецкого покрова составляет более 10 км, а на территории Румынских Карпат свыше 25 км. Фронтальную часть массива образует тектоническая чешуя – Каменнопотокский покров, сложенный карбонатно-терригенной толщей с мощными верхнеюрскими эффузивами основного типа.

Зона Мармарошских утесов, пожалуй, самая сложная по своему строению и происхождению по сравнению с другими тектоническими единицами Карпат. По характеру структуры и формационному составу развитых здесь

отложений мела и палеогена в ней выделены две подзоны – внешняя, Вежанская, и внутренняя, Монастырецкая. Общая структура первой – асимметричный горст-чешуя, второй – крупная моноклинали – покров, осложненная мелкой складчатостью и разломами с общим погружением толщ флиша под зону Пенинских утесов. Главнейшая особенность Вежанской подзоны – широкое развитие по внешней периферии карбонатных и, в меньшей степени, другого состава громадных (до 1 км) глыб-утесов среди поля развития терригенных аптальбских осадков соймульской свиты. Здесь же развиты глыбы серпентинитов, диабазов, габбро-диабазов, гальки и валуны гранитов, кварцевых порфиров, гранодиоритов и других разнообразных магматических пород, не претерпевших метаморфизма. Хаотически расположенные глыбы, являются седиментационными отторженцами олистолитами в олистостромовой толще и громадными обломочными глыбами в составе базальных конгломератов соймульской свиты, превышающих 1,5 км мощности. Зона Мармарошских утесов надвинута на Флишевые Карпаты. Поверхность надвига, вскрытая в ряде мест скважинами, свидетельствует об общем крутом залегании всего мезозойского и палеогенового комплексов.

Зона Пенинских утесов, пожалуй, единственная в Карпатах, для изображения деталей внутреннего строения которой обычные приемы, разработанные для составления крупномасштабных карт, не могут быть эффективно использованы. Здесь развит особый “пенинский” тектонотип стиля внутренней структуры. Главнейшая его черта – чрезвычайно широкое развитие малоамплитудных разломов и густой системы зон дробления, превративших все толщи горных пород, слагающих эту зону, в сложную тектоническую брекчию (“месиво”). Таким образом, вся эта структурная единица является гигантской зоной дробления, которая вполне могла бы именоваться меланжем.

Общий облик зоны определяют хаотически рассеянные, не образующие какой-либо четкой структурной формы, разной величины тектонические отторженцы преимущественно известняковых глыб-утесов в поле распространения пестроцветных мергельных пород аптамаастрихта. Вместе с глыбами известняков мергельные толщи мела собраны в сложные складки, разорваны по системе разломов на отдельные чешуи и блоки. Более крупные мегаформы структуры вырисовываются лишь в местах

развития палеогеновых типично флишевых толщ, залегающих с размывом на меловых отложениях вместе с вмязыми в них триасовыми породами и юрскими-неокомскими глыбами известняков. В таких случаях отчетливо видно общее многоэтажное покровное строение. При этом в условиях денудационного вреза в 250-300 м насчитывается 2-3 мелких покрова, залегающих один над другим по очень пологим поверхностям надвигов. Структура зоны вырисовывается в виде тектонической единицы, имеющей общую крутую криволинейную поверхность контакта и с Внешними Карпатами и с Закарпатским прогибом. Она претерпела развитие, характерное для зон глубинных разломов, шарьированных лишь в заключительные этапы своей истории.

Закарпатский внутренний прогиб представляет собой неогеновую депрессию, наложенную на сложно дислоцированный гетерогенный домиоценовый фундамент, занимающий область сочленения Внутренних Карпат с Мармарошским массивом. Структура его многоярусная. Более чем 3-километровый орогенный комплекс (моласса) дислоцирован в пологие складки, осложненные в некоторых местах соляными штоками. Нижний и средний структурные этажи донеогенового основания характеризуются сложным блоково-чешуйчатым строением и изучены еще недостаточно. По структуре чехла в Закарпатском прогибе с северо-востока на юго-запад выделяют зоны. Краевую (моноклинальную), Центральную (солино-диапировую с брахискладками) и Припаннонскую. Последняя понимается как зона глубинного разлома и по внешнему краю ограничивает Паннонскую межгорную впадину. Наложённым элементом прогиба является Вигорлат-Гутинская гряда неогеновых вулканических образований, обрамляющая его на западе по внешней периферии, а на востоке – по внутренней.

ДОФЛИШЕВОЕ ОСНОВАНИЕ КАРПАТ

Домиоценовые основания передового и внутреннего прогибов гетерогенны, характеризуется блоковым строением и изучены сотнями глубоких скважин и геофизическими методами. Более 100 глубоких скважин насчитывается в Украинских Флишевых Карпатах, которые значительно изменили представления о глубинной структуре. Так, материалы бурения позволяют предполагать, что осевая линия регионального минимума силы тяжести, образующая более крутую дугу, чем сами Карпаты, имеет разную природу на разных своих участках. Она является

отражением глубинной границы области сочленения платформенного и геосинклинального основания Карпат лишь в местах неглубокого ее залегания, т.е. на территории Польши и Словакии. В пределах центрального сегмента, отвечающего Украинским Карпатам, эта линия фиксирует одну из глубокопогруженных ступеней платформенного основания, отделенную разломом от другой ступени.

По данным трех профилей КМПВ-ГСЗ намечилось блоковое строение дофлишевого основания с разной мощностью "базальтового" и "гранитного" слоев. Здесь выделяются Вольно-Подольский, Предкарпатский, Карпатский и Закарпатский мегаблоки, сочленяющиеся по системе региональных разломов и не совпадающих с простиранием структур аллохтонного этажа. Мощность коры колеблется от 25 км в Закарпатском мегаблоке до 65 км в Предкарпатском. В Вольно-Подольском она составляет 35-65 км. Мощность коры изменяется скачкообразно по зонам разломов, вплоть до 20 км по поверхности Мохо в зоне Закарпатского глубинного разлома.

Длительное время считалось, что дофлишевое основание воздымается от Предкарпатского прогиба к Закарпатскому и находится на глубинах от 5-6 км до 1 км и даже меньше. Пробуренные глубокие и сверхглубокие (до 7520 м) скважины не подтвердили этих предположений (скв. Черногорова и др.). При этом оказалось, что плотность пород здесь выше, чем в эталонных скважинах Предкарпатского прогиба. Переинтерпретация данных КМПВ показала, что верхний уровень преломляющих пологозалегающих границ не может истолковываться как уровень дофлишевого ложа, а сами границы находятся в несоответствии с фактическим (доказанным бурением) залеганием сложно дислоцированных флишевых толщ. Эти псевдопреломляющие границы не отражают каких-либо стратиграфических разделов во флишевых осадках. Учитывая градиентный характер скоростного разреза, более вероятно предположение, что поверхность дислоцированного, частично аллохтонного дофлишевого основания может быть отождествлена с серией разноориентированных отражающих площадок, залегающих на глубинах 10-17 км. Это представление и нашло отражение в интерполяции (Л.Е.Фильштинский) глубин залегания дофлишевого основания Карпат на тектонической карте масштаба 1:200000 и является первым вариантом структурных построений на таких больших глубинах.

МАГМАТИЗМ

Магматизм широко развит лишь во внутренних районах Карпат. Первично интрузивные докембрийского образования локализованы в пределах Мармарошского массива, где они представлены амфиболитами, ортогнейсами и катаклазированными гранитами. Первично эффузивные образования и связанные с ними туфы известны на различных уровнях разреза докембрийских метаморфических толщ и имеют как основной, так и кислый состав. Все они испытали сильную переработку в результате неоднократно протекавших здесь процессов регионального и контактового метаморфизма. Возраст этих пород досреднекаменноугольный. В пермской пестроцветной молассе установлена пачка кислых класто- и туфолов.

Мезозойский вулканизм проявился во многих структурно-фациальных зонах Карпат, в том числе и во внутренних флишевых покровах. Здесь прежде всего следует отметить широкое развитие юрских (преимущественно позднеюрских) и раннемеловых образований диабазовой или спилито-диабазовой (по С.М.Спитковской) формации, характерных для всех внутренних зон, начиная с Закарпатского прогиба и кончая областью сочленения Поркулецкого покрова с более внешними флишевыми единицами. В Закарпатском прогибе они известны в Припаннонской зоне по скважинам и представлены диабазами, спилитами и их туфами. В Центральной зоне прогиба (Залуж, Ванигово) установлены, кроме указанных пород, дацитовые порфириды и габбро-диабазы.

На Мармарошском кристаллическом массиве предположительно к меловым проявлениям могут быть причислены дайки и мелкие штоки диабазовых, габбровых и габбро-диоритовых пород, локализованные в метаморфическом комплексе, а также детально изученные М.Г.Ломизе спилитизированные порфириды, лавобрекчии и туфобрекчии андезито-базальтового состава с горизонтами туфов и яшм чивчинской свиты Каменнопотокского покрова, имеющие оксфордтитонский возраст. Они прорываются жильными внедрениями порфиритов и габбро-диоритов с абсолютным возрастом в 85 и 95 млн.лет. Ультрабазиты известны в окрестностях с. Делового.

В зоне Мармарошских утесов почти все выходы магматических пород основного состава приурочены к ее фронтальной части, где соймульская олистострома и глыбовые конгломераты этой свиты непосредственно контактируют с

Флишевыми Карпатами, т.е. в условиях аналогичных Каменнопотокскому покрову на юго-востоке. Здесь известны габбро, габбро-диабазы, мелкозернистые и спилитизированные диабазы, серпентиниты, серпентинизированные лерполиты, листвениты и некоторые другие породы. Возраст их доаптический, так как огромные глыбы этих пород входят составной частью в соймульские конгломераты и олистострому.

В зоне Пенинских утесов редкие выходы калиевых диабазов (базальтов) пространственно сопряжены с верхнеюрскими тектоническими отторженцами и достигают мощности до 30 м; время их формирования – поздняя юра-неоком. Здесь известны как субвулканические так и пирокластические образования.

Во Флишевых Карпатах наибольший интерес представляет цепочка разрозненных выходов несомненно излившихся основных пород и их туфов, трассирующая фронтальную часть Поркулецкого покрова. В виде ксенолитов они содержат известняки баррема-апта. В своем большинстве магматические образования – тектонические отторженцы.

Палеогеновый магматизм проявился главным образом в виде туфов и туффитов липарито-дацитового и липаритового состава в олигоцене Предкарпатского прогиба и Флишевых Карпат и в верхнем эоцене Закарпатского прогиба. Среди флишевых отложений зоны Мармарошских утесов известны туфобрекчии и туфы диабазового состава. Находка во вмещающих флишевых породах меловых фораминифер склоняет М.Г.Ломизе и Н.И.Маслакову к заключению о меловом возрасте туфобрекчий. По мнению С.С.Круглова и некоторых других геологов, возраст вмещающих пород эоценовый.

Неогеновый магматизм, отвечающий орогенному этапу развития Карпат, широко развит в Закарпатском прогибе. Здесь выделяются (по С.М.Спитковской) липаритовая формация карпата-паннона, андезитовая – сармата-левантина и гипабиссальный сармат-паннонский комплекс габбро-диабазовых, гранодиорит-порфиридных и дацитовых пород.

ГЕОДИНАМИКА

Моновергентная складчато-покровная структура Карпат, в том числе их украинского сектора, в настоящее время общепризнана. Наиболее обоснованными следует считать представления геологов, трактующих покровные структуры как результат эволюции долгоживущих

разломных зон, ограничивавших флишевые трог. Многие из них разделялись сопряженными парными разломными зонами, обособлявшими блоки преимущественно геоантиклинального характера развития, длительное время игравшими роль надводных или подводных кордильер. У подножья некоторых из них в барреме-апте, синхронно с накоплением флиша в более глубоководных частях трогов, формировались нефлишевые мелководные органогенные породы. В эпохи резко дифференцированных движений в местах сочленения погружающихся и воздымающихся блоков пра-Карпат происходили излияния основных лав. Четко они прослеживаются вдоль внутренней и внешней периферии Поркулецкого покрова и внешней – Мармарошского. Излияния основных лав фиксируются и на рубеже юры-мела, когда в условиях общего растяжения дофлишевого основания началось заложение флишевых трогов.

Рассмотрение динамики эндогенных процессов в доальпийское и альпийское время показало, что с позиций наиболее популярной в настоящее время теории литосферных плит затруднено объяснение складчато-покровной структуры Карпато-Балкано-Динарской горной системы с вергентностью покровов в противоположные стороны от разделяющей их Паннонской межгорной впадины. Не находится фактических данных и для признания определяющей роли гравитационного тектогенеза при формировании Карпат. Этот последний имеет повсеместное и широкое проявление, но является, по мнению автора, не первопричиной покровообразования и складчатости, а прямым следствием сжатия. Приложение положений полиморфно-адвекционной гипотезы (В.В.Гордиенко, А.В.Чекунов, В.В.Соллогуб и др.) к механизму формирования Карпатских структур также не объясняет многих особенностей доорогенной истории региона. Не убедительными представляются и соображения о происхождении Карпато-Балкано-Динарской горной системы с позиций ударно-взрывной тектоники, по которым это почти замкнутое кольцо является гигантской гиаблемой (В.С.Зейлик). Они нам кажутся (не вообще, а в приложении к Карпатам) сугубо механистичными. Сторонники этой гипотезы рассматривают формирование Карпатской структуры в полном отрыве от ее длительной доорогенной истории со всеми особенностями и пространственно-временными закономерностями [1].

Совершенно иначе действует механизм складко- и покровообразования, если исходить из представлений о том, что Земле, как и любой дру-

гой планете Солнечной системы, присуще постоянное развитие, сопровождающееся изменением и размеров, и формы, и скорости вращения, что порождает чередование эпох преобладания глобального сжатия с эпохами преобладания глобального растяжения земной коры (Е.Е.Милановский). Представляется наиболее вероятным следующий механизм тектонической истории Карпат в альпийскую эпоху.

Орогенный режим, установившийся в среднем карбоне-перми, сменяется в триасе кратковременным квазиплатформенным развитием. Предгеосинклинальные условия возникают в юре, а уже на рубеже юра-мел господствует тенденция растяжения коры с формированием прогибов, а в пределах Внешних Карпат – отдельных глубоких флишевых трогов. Этап резкого “рифтоподобного” растяжения континентальной коры пра-Карпат в самом начале мела (и в юре для более внутренних их элементов), характеризующийся широким проявлением основного вулканизма в их эвгеосинклинальной части и утонением коры в области миогеосинклинали, отвечает эпохе общего расширения Земли. Осадконакопление во многих трогах (особенно внутренних) регулировалось развитием линейных палеотектонических зон – кордильер, которые обусловили поступление в бассейн экзотических пород, отсутствующих в составе платформенного обрамления Карпат и Мармарошского массива. На формирование осадков и структуру тектонических зон в области сочленения Внутренних и Внешних Карпат большое влияние оказали Мармарошская, Северо-пенинская и Южно-пенинская кордильеры.

Общее, но многофазное сжатие Земли в раннем миоцене-плиоцене привело к центростремительным движениям всей земной коры. Однако реакция различных ее участков на это сжатие была резко различной. Консолидированное обрамление Карпатской геосинклинали испытало вертикальное погружение как единый монолитный блок коры, заняв примерно такую же площадь, какую оно занимало до эпохи сжатия. Вряд ли внутреннее сжатие на платформе было значительным, так как соседние неконсолидированные геосинклинальные области с тонкой корой не служили препятствием для “свободного” ее погружения. Есть основание полагать, что в условиях Предкарпатья периферические части коры испытали даже растяжение, так как здесь бурением выявлена система сбросов, по которым отдельные блоки фундамента погружаются под надвинутые на них Карпатские покровы.

Область геосинклинали, выполненная толщей молодых осадков, при глобальном сжатии могла реагировать на сжимающие напряжения лишь пассивно. Маловероятно предположение о формировании главных покровов Флишевых Карпат и даже покровов отдельных скиб в Скибовом покрове как эволюции процесса складчатости. Вероятнее всего, границы основных структурно-фациальных зон-покровов представляют собой отражение в чехле тех крупных сколов, которые произошли в их дофлишевом фундаменте. Лишь дальнейшие сжимающие напряжения привели к разведению чехла и фундамента с “засасыванием” отдельных частей последнего по линиям древних разломов в нижние горизонты коры, превращая их со временем в “гранитный” слой корней карпатских покровов.

Таким образом, главной причиной возникновения складчатости и покровной структуры Карпатской дуги с повсеместным общим моновергентным надвиганием в сторону платформенного обрамления является наличие горизонтальной составляющей вертикального погружения платформы при общем сокращении радиуса Земли. Другими словами, речь идет о давно выдвигавшейся идее поддвига платформенного основания под геосинклиналь, происходящего не за счет механизма горизонтального движения литосферной плиты Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ, а за счет вертикального ее погружения с уменьшением площади всей земной поверхности. При таком механизме формирования Карпат вполне понятен и общий гравитационный рисунок предкарпатских аллохтонных ярусов складок как структур, образовавшихся в краевой части геосинклинали в месте активного “диагонального” поддвига жесткой платформы.

С рассмотренных позиций можно объяснить появление кольцевой структуры с кольцевой же вергентностью складок и покровов в сторону платформенного обрамления, т.е. то, что служит препятствием для принятия теории литосферных плит в отношении поддвига платформенной плиты под кольцевую геосинклинальную область с образованием кольцевой же вергентности складчатости и покровов, для гипотезы пульсирующей Земли является очевидным следствием.

Дивергентность складчатости и покровов Карпато-Балкано-Динарского региона, видимо, связана с некоторой спецификой развития Паннонской межгорной впадины и основания Закарпатского внутреннего прогиба. Во все доступные для анализа эпохи эти структуры были отделены

от собственно Флишевых Карпат долгоживущей зоной Закарпатского глубинного разлома и его структурными аналогами (за пределами Западных Карпат). Данный разлом, как и Самборская шовная зона (Предкарпатский глубинный разлом), играл буферную роль не только в процессе геосинклинального развития, но и на орогенном этапе. Он являлся тыльной областью релаксации тангенциальных напряжений, распространявшихся сюда со стороны платформенного обрамления. Резкое погружение корней карпатских покровов произошло именно в том месте, чем, видимо, и обусловлен скачок глубины залегания раздела Мохо до 20 км. Однако в последнюю, сарматскую, фазу складчатости такого тыльного “экрана” оказалось недостаточно и зона Закарпатского глубинного разлома уже испытала некоторое запрокидывание в направлении межгорной впадины.

Выполненная корреляция эндогенных (тектонических, магматических и метаморфических) и седиментационных процессов в Украинских Карпатах позволила выявить основные закономерности их развития. Она показала, что большое значение в формировании современного структурно-формационного облика Карпат играли зоны глубинных разломов – Предкарпатского (Самборская шовная зона) и Закарпатского. Велика их роль и как структур, обусловивших принципиально иной характер всей истории развития разделяемых ими областей, и как зон гигантских сколов, явившихся районами релаксации колоссальных сжимающих напряжений при складно- и покровообразовании. В пределах Закарпатского глубинного разлома осадконакопление регулировалось формированием трех линейных палеотектонических зон-кордильер: Мармарошской, Северопенинской и Южнопенинской. При этом сам Мармарошский кристаллический массив развивался автономно по отношению и к Внутренним, и к Внешним Карпатам и не являлся фундаментом последних. Автономностью его развития и причленявшейся к нему Мармарошской кордильеры объясняется отсутствие в самой внутренней флишевой зоне осадков моложе раннего мела. В альпийском цикле особо следует выделять эпоху общего растяжения Украинских Карпат, отвечающую концу юры, когда произошло заложение флишевых трогов, и эпоху последующего перманентного сжатия с резким его усилением в виде отдельных фаз в эгере-энгенбургии (?), позднем бадении и позднем сармате.

В заключение отметим, что с позднего сармата-начала плиоцена Карпаты вступили в

новый этап расширения, о чем свидетельствует проявление мощного, преимущественно трещинного вулканизма в Закарпатье, завершившего формирование линейных цепей Вигорлат-Гутинской вулканической гряды. На это указывают также горизонтальное смещение реперов до 0,5 см/год при повторных триангуляциях (М.И.Мельничук), воздымание поверхности Закарпатского прогиба в

голоцене в течение последних 15 тыс. лет (Г.Т.Собакар, В.И.Сомов и др.) и некоторые другие данные.

Література

І.Геодинаміка Карпат (Под ред. В.В.Глушко, С.С.Круглова.) – К.: Наукова думка, 1985. – 136 с.

С. Круглов

ТЕКТОНІКА ТА ГЕОДИНАМІКА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Резюме

Основні геодинамічні особливості геологічної історії Карпат потягом альпійської тектонічної епохи встановлено на основі комплексного аналізу, який включав просторову та часову кореляцію осадонагромадження, тектонічних рухів, магматизму та метаморфізму. У історії розвитку всієї Карпатської дуги виділяється два переломних моменти – початок крейдового періоду та початок міоцену. Перший переломний момент пов'язаний з раптовим чергуванням квазіплатформених та лепто-геосинклінальних умов та з зародженням рифтоподібної ситуації на стику Зовнішніх та Внутрішніх Карпат. Це зародження супроводжувалося основним, переважно підводним, вулканізмом та формуванням серії флішових трогів у межах пасивної окраїни Євразійської літосферної плити. Другий переломний момент знаменує завершення довготривалого етапу повільного постійного стиснення, якого зазнавали фундаменти флішових трогів. Протягом цього етапу відбувалось нагромадження флішової формації, яка тепер визначає загальний літо-фаціальний вигляд Карпат. Початок неогену співпав із революційною фазою стиснення та орогенезу, які розпочались у еггенбургії-оттангії (?). Наступні фази раптового стиснення у баденії та у пізньому сарматі довершили складну картину розривних та складчастих порушень не лише у Карпатах, але й у неогеновій моласі Закарпатського та Передкарпатського прогинів. Розвиток Внутрішніх та Зовнішніх Карпат відбувався у той час досить автономно. Механізм формування Карпат традиційно пояснюється розвитком тут мантіяного діапіру та поліморфно-адвективними процесами. Проте, цей механізм доречніше тлумачити з точки зору концепції пульсаційного розвитку землі (В. Казаринов, П. Кропоткін, Є. Мілановський). Остання базується на уявленні про те, що зміни об'єму, швидкості обертання та форми землі визначають зміну епох переважаючого глобального розширення та стиснення.

S. Kruhlov

TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Summary

Integrated analysis based on spatial and temporal correlation of sedimentation, tectonic movements, magmatism and metamorphism made it possible to establish the main geodynamic peculiarities of geological history of the Carpathians during the Alpine tectonic epoch. Two historical turning points – the beginning of Cretaceous and the beginning of Miocene – are the most significant for the whole area of the Carpathian Arc. The first turning point refers to an abrupt shift of quasiplatform and lepto-geosyncline conditions, and to the initiation of a rift-like environment at the joint of the Internal and the External Carpathians. The latter was escorted by basic, mainly submarine, volcanism and by formation of a flysch trough series at the passive periphery of the Eurasian lithospheric plate. The second turning point marks the end of a long stage of a slow permanent contraction enveloping the flysch troughs' basements. Accumulation of the flysch formation that determines the general litho-facial appearance of the Carpathians took place during that stage. The beginning of Neogene coincided with a revolutionary stage of contraction and orogenesis originating from Eggenbourghian-Ottangian (?). Subsequent new phases of abrupt contraction that took place in Badenian and late Sarmatian completed a complex picture of disjunct and fold dislocations not only in the Carpathians, but in the Neogene molasses of the Transcarpathian and the Precarpathian Foredeeps, too. Development of the Internal and the External Carpathians was to a great extent autonomous at that time. The mechanism of the Carpathians' formation is traditionally explained by the development of a mantle diapir here and by polymorphic-advectional processes. However, it is more appropriate to interpret this phenomenon from the point of view of the Earth's pulsar development concept (V.Kazarinov, P.Kropotkin, E.Milanovskiy). The latter is based on a notion that shifts of the Earth's volume, rotation velocity, and form determine alternation of epochs of prevailing global extension and contraction.