

Орест СТУПКА

ВПЛИВ КРАЙОВИХ СТРУКТУР ФОРЛАНДУ НА ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ І РОЗВИТОК АЛЬПІЙСЬКО-КАРПАТСЬКОЇ ТА КРИМСЬКО-КАВКАЗЬКОЇ СКЛАДЧАСТИХ СИСТЕМ

На прикладі структури Альпійського складчастого поясу взагалі й окремих ланок зокрема показана залежність структурного рисунку і будови складчастих областей від форми і особливостей конфігурації краю прилеглого континентального масиву. Констатовано, що горизонтальні рухи, які генерувалися у внутрішній зоні рухомого Середземноморського поясу, визначили тектонічний стиль Альпійської складчастої системи, а форма й обрис краю форланду — диференціацію і специфіку складчастих деформацій в її межах. Стверджено, що у процесі історико-геологічної еволюції існує взаємний, а не односторонній зв'язок форланду і складчастої області.

Класична схема еволюції складчастих споруд Альп, Карпат, Добруджі, Криму і Кавказу передбачала, що вони як окремі системи єдиного геосинклінального поясу у процесі свого розвитку відділялися від форланду зонами розломів (крайовими швами), а на завершальних етапах обумовлювали формування крайових (передових) прогинів. Платформи при тому традиційно трактувалися як жорсткі, „пасивні“ геоструктурні елементи, котрі лише обмежували і визначали просторове положення цих систем, слугували рамою геосинклінального поясу. В сучасній регіональній та загальній тектоніці не звертають належної уваги на форму кратону, особливості будови і контури його країв, тобто на ті елементи, які займають важливе місце в питанні про структурні зв'язки платформи зі складчастими системами. Не приділяють уваги тому, як крайові структури форланду у процесі геологічного розвитку впливають на формування структури складчастих систем. Свого часу Е. Ог висловив думку, що вичерпна теорія гороутворення повинна дати задовільне пояснення не тільки причинам виникнення тектонічних деформацій, а й локалізації явищ складкоутворення у межах складчастих поясів.

Сьогодні можна стверджувати, що традиційні уявлення про складчасті споруди Добруджі, Гірського Криму та Великого Кавказу як про окремі ланки єдиної геосинклінальної системи, розділеної поперечними прогинами (північно-західна частина Чорного моря і Керченсько-Таманський прогин), які ґрунтуються на класичній геосинклінальній концепції, не пояснюють усієї складності їхньої тектонічної історії, а насамперед причин локалізації складкоутворювальних процесів у межах саме цих структурних зон. Останнє особливо показове, якщо взяти до уваги ще й ту обставину, що згадані складчасті споруди за низкою основних ознак

відрізняються одні від одних. Кожна з них, розвиваючись загалом відповідно до загальної для цієї частини Альпійської складчастої області закономірності її тектонічної історії, має свій, властивий тільки їй склад порід, будову і розвиток, які визначили особливості їх геофізичних характеристик, глибинний розріз земної кори і специфіку структурного рисунку її верхньої частини.

Ці самостійність і своєрідність підкреслюються ще й відсутністю структурних зв'язків між Добруджею, Гірським Кримом і Великим Кавказом, на що неодноразово звертали увагу дослідники. Так, складчаста споруда Добруджі займає внутрішньократонне положення і, за даними сейсморозвідки [1], її східне продовження під водами північно-західної частини Чорного моря відсутнє. Хребет Мойсеєва, що його тривалий час розглядали як південно-східне занурення виступу Добруджі, виявився лише потужною (до 600 м) лінзою осадків верхньої частини пліоцен-четвертинного комплексу, що є конусом виносу Палеодунаю [2]. Не має прямого структурного зв'язку з Кримом і Балканська ланка, що, за даними МВХ [3], уже перед меридіаном мису Каліакра повертає на південний схід, у бік Західно-Понтійської складчастої зони.

Повністю ізольованою вирісонується ранньомезозойська структура Гірського Криму, що добре виражено у гравітаційному полі — їй на фоні загального зростання поля відповідає великий регіональний максимум, який в плані збігається з конфігурацією гірсько-складчастої споруди. З півночі і півдня вона обмежена розривними порушеннями, а на сході виклинується перед меридіаном мису Чауда. На сейсмопрофілях, відпрацьованих південніше Керченського, півострова простежується лише моноклінальне залягання осадкових відкладів із похилим нахилом шарів на південь, у бік глибоководної улоговини Чорного моря [4]. На захід від Кримського півострова западина Чорного моря вдається далеко на північ, зрізуючи на відстані перших десятків кілометрів від берега продовження структури Гірського Криму. Його західне периклінальне замикання по поверхні крейдових відкладів виражене структурним носом, який далі, ніж на 25 км від мису Херсонес, не простежується [2]. Якщо до того додати, що тектонічні зони Північно-Західного Кавказу при переході в море змінюють простягання на південно-західне і на відстані 30—40 км від берега, у межах Анапського виступу, зникають [5] і далі, як свідчать меридіональні профілі ГСЗ, не фіксуються, то стає очевидним, що з'єднувати Гірський Крим, з одного боку, з Добруджею і Балканами, а з другого — з Кавказом немає підстав. Додамо, що Дібрарський гравітаційний максимум, який відповідає південно-східному зануренню Великого Кавказу, під водами Каспійського моря за 80—90 км на схід від Апшеронського півострова повністю зникає та змінюється зоною від'ємного гравітаційного поля Південного Каспію [4].

Водночас згадані раніше складчасті споруди виявляють у своїй структурі поряд із відмінностями і певну подібність. В їх просторовому розміщенні вбачається загальний, далеко не випадковий елемент: як ізольовані структури вони розміщені у смугі, витягнутій вздовж південної окраїни Східноєвропейського кратону, а в межах цієї смуги локалізуються у зонах, будова яких безпосередньо пов'язана з особливостями внутрішньої структури дорифейського фундаменту кратону. Так, покривна структура Добруджі прилягає до тієї частини кратону, розвиток якої визначається наявністю архейського Побузького масиву, а гірсько-складчаста споруда Криму лежить в одній субмеридіональній зоні з Придніпровським архейським масивом [6, 7, 8].

Що стосується складчастої системи Великого Кавказу, то звертає на себе увагу різка асиметрія будови його склепінної частини в поздовжньому напрямі: опущені північно-західна і східна частини, які складені переважно товщами юри та крейди, і високо піднята центральна зона, де широко розвинуті допалеозойські метаморфічні комплекси і спостерігається максимальне стискування складчастої системи. Величина поперечного скорочення площі зменшується у напрямі обох занурень складчастої споруди. Цьому відповідає зменшення напруження складчастості, перехід від лінійної складчастості до брахіформної, а також зникнення кліважу на флангах [9]. Зі сходу і заходу центральна зона обмежена поперечними регіональними розривними порушеннями, які простежуються на значну відстань через Передкавказзя у межах Східноєвропейського кратону, відповідно Лисогурською флексурно-розломною зоною, на північному продовженні якої лежать основні розломи Північно-Єргенінської системи і Пшехської флексурно-розломної зони. Остання з півдня нарощує Курджипський розлом, який, своєю чергою, знаходить продовження у системі поперечних розломів і флексур, котрі відділяють Центральний Кавказ від Північно-Західного.

Структурна одиниця між названими дислокаціями відома в літературі як Транскавказьке поперечне підняття, яке протягом усього часу свого існування було зоною стійкого геодинамічного розвитку. Складовим елементом підняття, крім зони Центрального Кавказу, є Північно-Кавказька монокліналь, частина Західного Передкавказзя з високим положенням допалеозойського метаморфічного фундаменту, Ставропольське склепіння і Ростовський виступ.

Отже, особливості будови окраїнної південної частини Східноєвропейського кратону відбиваються на структурі прилеглої складчастої ареалу, а саме: найбільші ускладнення у межах останнього є там, де структурні елементи краю кратону або дуже підняті, або виступом-масивом вдаються у складчасту зону. Ці зовнішні кути ніби обтікаються складчастою зоною і на їхньому простяганні всередині самої зони формуються специфічні порушення.

Вплив будови краю кратону на структуру і розвиток прилеглої складчастої ареалу дуже різко виступає і в межах Альпійсько-Карпатського поясу, суміжних Передальпійському і Передкарпатському моласових басейнах, що проявляється в особливостях будови, які не можна пояснити лише автономним розвитком самої складчастої системи [10]. Ці особливості констатуються часто, проте вони не беруться до уваги як один з можливих і важливих аргументів для розшифрування будови і розвитку складчастих систем. Такими особливостями є локалізація складчастої системи лише в певних сегментах рухомого поясу, зміна її ширини і зміна інтенсивності деформацій по простяганню.

Так, Західні Альпи характеризуються найбільшими висотами (максимально 4807 м) і незначною шириною (50—60 км). Це гігантський пакет морфологічно різноманітних покривів. Їхнє тектонічне суміщення відбувалося унаслідок регіонально вираженого горизонтального стискування, орієнтованого нормально до загального простягання Західних Альп, який зумовив тектонічне розшарування земної кори на різних глибинних рівнях. Це добре ілюструє будова зони Івреа-Вербано. Вона охоплює декілька лусок, які круто падають на південь і складені лерцолітами, метабазами і гранулітами. Метабази і грануліти відповідають нижнім частинам континентальної кори, а лерцоліти — фрагментам мантії. Безпосередньо в зоні Івреа на поверхню виходить пласт високоцільних ультраосновних порід із швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль 7,2—7,38 км/с, який занурюється

на південний схід і під долиною ріки По сполучається з геофізичною поверхнею Мохо (швидкість сейсмічних хвиль 8,3 км/с). Цей пласт розглядається як витиснута мантійна пластина. Встановлено, що саме в Західних Альпах унаслідок насувів і складчастості було найінтенсивніше скорочення земної кори. Цей сегмент Альп від західноєвропейських варисцид відділяється нешироким Передальпійським прогином і Юрськими горами.

Тектонічна зональність Західних Альп і їхня внутрішня структура значно відрізняється від Східних Альп, ширина яких 240—260 км, а середні висоти 2500—3500 м. Передальпійський моласовий басейн має тут максимальну ширину 80 км і різко звужується у бік південного виступу Чеського масиву. В Західних і Східних Карпатах окреслюються три сектори. Перший, до меридіану м. Кракова, з шириною складчастої зони 60—100 км і вузьким моласовим басейном. Другий — від меридіану м. Кракова до широти м. Чернівці. Тут фіксується найбільша (350 км) ширина флішових Карпат та моласового басейну і їх дугоподібний вигин у північно-східному напрямі. Специфічною рисою глибинної будови цього сектора є відсутність „гранітного“ шару і асиметричний карпатський „корінь“ земної кори, який зміщений на північний схід від середньої частини Карпат і лежить під Скибовою зоною та внутрішньою зоною Передкарпатського моласового басейну. Ділянка, де відсутній „гранітний“ шар, у плані має вигляд смуги завширшки 60—80 км, паралельної краю Східноєвропейського кратону. Розділ Мохо залягає тут на максимальних глибинах 60—65 км. Вище простежується шар із швидкостями 7,6—7,7 км/с („коро-мантійна суміш“), перекритий потужною, до 30 км, товщею порід із швидкостями 6,8—7,0 км/с. Саме з цією ділянкою збігається регіональний мінімум сили тяжіння. Крім того, до другого сектора приурочені нафтогазові поклади Сілезької зони, численні нафтогазопрояви у Кросненській і всі поклади нафти й газу в українській частині Передкарпатського прогину. Нарешті третій сектор — між містами Коломия і Бакеу, де спостерігається різке звуження прогину і складчастих Карпат (30—50 км), максимальні висоти (2061 м) і дуже складна тектоніка (Свидовецька, Красношорська, Буркутська, Сухівська і Рахівська зони).

Зазначені вище особливості добре узгоджуються з будовою крайової частини форланду. Західні Альпи з їхнім вузьким моласовим басейном і Юрськими горами впираються у Центральнофранцузький масив. Східні Альпи та їхній широкий моласовий басейн відкриваються у недеформовану Південнонімецьку плиту, де локалізуються поклади нафти і газу Передальпійського нафтогазоносного басейну. Найширша зона Карпат і прогину у плані збігаються з Волино-Оршанським палеорифтом, а найвужча визначається впливом Побузького виступу ранньодокембрійського фундаменту. На продовженні останнього відоме Буковинське поперечне підняття, яке протягом усіх геологічних епох, починаючи з рифейської, характеризувалося переважно висхідними рухами. Саме навпроти нього лежить Мармароський масив, там є найбільше зближення Побузького масиву з Карпатами і спостерігається пережим самих складчастих Карпат, які, до того ж, як уже зазначено, найвище підняті.

До такої ж категорії структур можна віднести Ратнівський виступ ранньодокембрійського фундаменту Східноєвропейського кратону, на продовженні якого локалізуються Свентокшиські гори, а також східний виступ Волго-Уральської антеклизі, з якою М. Шатський, а ще раніше О. Карпінський пов'язували вигин Уралу в районі Уфимського плато. До найбільш висунутої на схід крайової частини антеклизі приурочена група великих субширотних магнітних максимумів, які з та-

ким же простяганням простежуються на схід, поперек західного схилу Уралу аж до головного Уральського розлому і визначають Красноуфимський масив архею. Останній, згідно з даними Р. Гафарова, утворює найбільш різко підняту й висунуту на схід частину дорифейського фундаменту кратону, яка у вигляді кута сильно вдається в Уральську складчасту систему і визначає кілька особливостей її тектоніки. Зокрема, у зоні виступу лежить найбільш піднята частина Передуральського крайового прогину, далі — поперечний антиклінальний перегин Уралу і його головне поперечне підняття, яке приблизно між широтами м. Челябінська і м. Єкатеринбурга ділить Уральську складчасту споруду на північну і південну частини, які відрізняються своєю будовою і тектонічною історією. У плані складні стиснуті структури Уралу утворюють тут величезну дугу, яка повернута випуклістю на схід. Важливо зазначити, що породи Красноуфимського масиву, хоча й були тектонічно перекриті молодшими комплексами, усе ж не були перероблені. Подібна картина розпізнається і біля південно-східного краю Північно-Американської платформи, де тектонічний стиль гірських систем Апалачів і Уачіта значною мірою був визначений впливом виступаючих кутів платформи, в основі яких лежать, відповідно, склепіння Цінціннаті і підняття Озарк, розділених Міссісіпським прогином і його продовженням у межах платформи синеклізою Іллінойс. У самому прогині складчастість не простежується.

Не менш показовим у цьому розумінні є приклад Середземноморського поясу. Його будова ускладнюється декількома „вузлами“, які визначили і поздовжню, і поперечну асиметрію його внутрішньої структури (рис. 1). Один із „вузлів“ створений впливом Аравійської плити, яка між розломами Леванта і Загроса входить як жорсткий клин у пластичніше середовище Євразійської плити. Його горизонтальне переміщення визначило складну структурну ситуацію в анатолійсько-іранському сегменті Середземноморського поясу. Далі на північ, а також на схід у бік Прикаспійської западини, субмеридіональне стискування щораз більше змінюється субширотним розтягненням, наслідком чого є формування ареалу колізійного розтягнення подібно до озера Байкал або Рейнського грабену [11]. Результатом динамічного впливу Аравійської плити є сучасна тектонічна активність у цьому регіоні. Зокрема, впровадження на територію Кавказу Аравійського клину зумовлює більшість сильних і глибокофокусних землетрусів. Крім того, цікаво зазначити, що саме до теренів, які лежать на північ від Паміру та Індії і на північний схід від Аравії, належить основне скорочення площі земної кори за останні 10 млн. років, величина якого оцінюється 150—250 км [12].

Не менш виразною є картина в Західній Європі, де дуже яскраво простежується вплив Адріатичного виступу, який підстелюється континентальною корою, а його межі характеризуються колізійною структурою і в плані оконтурюються епіцентрами сильних землетрусів. Як елемент Африканської плити (поєднані через Калабрійсько-Сицилійський міст з континентальною корою в основі і Сицилійську протоку з потоншеною континентальною корою) виступ зміщувався разом з нею, починаючи з раннього мезозою. Карбонатні породи мезозою періадриатичного району різко відрізняються за вмістом теригенного матеріалу від одновікових карбонатних відкладів Європи і представляють фації південного краю океану Тетіс. Північно-західна частина Панонського регіону виділяється як мікроплита африканського походження і відділена від інших мікроплит Альпід типовими офіолітовими зонами. Взаємодія Адріатичного виступу з Європейським континентом в еоцені визначила формування Альпійського складчастого поясу від Бетського хребта до

Еллінід через Альпи, Карпати і Дінаріди. Входження виступу в Європу визначило утворення і розвиток усєї сукупності розломних структур у Західній Європі, а також пізньокрейдових і кайнозойських внутрішньо-плитових деформацій стикування, найбільш віддалені з яких проявилися у центральній частині Північного моря — 1300 км на північний захід від сучасного фронту Альпійського поясу [13, 14].

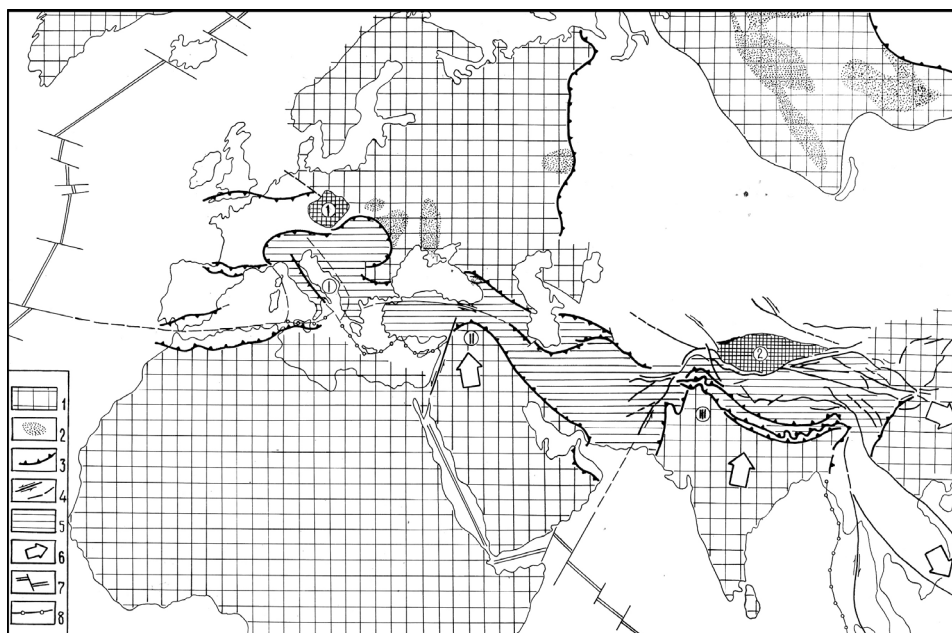


Рис. 1. Деякі елементи структурного плану Середземноморського поясу.

Склав О. Ступка.

- 1 — кратони; 2 — архейська кора, не зачеплена ранньо-протерозойською гранітизацією;
 3 — головні пограничні насуви; 4 — зсуви та інші розривні порушення;
 5 — Середземноморський пояс; 6 — напрям зміщення літосферних плит (для кайнозойської ери за даними В. Хаїна і О. Михайлова); 7 — осі спредингу; 8 — зона субдукції.
 I — Адриатичний виступ; II — Аравійський клин; III — Джеламський (Пенджабський) клин.
 Масиви: 1 — Чеський, 2 — Таримський.

Таких прикладів можна навести ще більше, але й так очевидно, наскільки великою є залежність структурного рисунку і будови складчастого ареалу від форми і особливостей конфігурації краю континентального масиву. Це не поодиноке явище у структурі земної кори, а закономірність, яка має загальний характер. Вона пов'язана з головними особливостями розвитку твердої планетної оболонки, вираженими в домінуванні тектонічних напружень і рухів горизонтального напрямку і насувних дислокацій у формуванні структури орогенів. Альпійський складчастий ареал розкинувся уздовж північної межі широкого поясу зіткнення континентальних частин Африкансько-Аравійської і Євразійської плит [15]. Пояс розвивався переважно в умовах загального меридіонально орієнтованого стиску. Водночас суб-

меридіональне зближення двох вказаних літосферних плит ускладнювався ще й широтним дрейфом Африки, наявністю між цими плитами Адріятичної плити, великої кількості мікроплит і корових блоків, які утворилися у ранньому мезозої унаслідок великомасштабного розшарування і деструкції земної кори північного краю Гондвани. Вздовж усієї зигзагоподібної північної межі, яка західніше Добруджі пролягає через Карпати, Альпи і Апенніни, а східніше — через Гірський Крим, Кавказ, Ельбурс — Копетдаг, пояс виражений серією насувів, шар'яжів і зсувних зміщень. Горизонтальні рухи, які генерувалися у внутрішніх зонах рухомого Середземноморського поясу, визначили тектонічний стиль складчастих систем, а форма й обриси краю форланда — диференціацію і специфіку складчастих деформацій в їхніх межах. Найбільші деформації були зосереджені у фронтальних частинах зовнішніх (виступаючих) кутів. Внутрішні могли взагалі не брати участі в зіткненні, або ж якщо й брали, то породи зазнавали значно слабших деформацій, як це спостерігається, наприклад, між Добруджею і Гірським Кримом, Гірським Кримом і Кавказом. Як висновок, можна стверджувати, що у процесі історично-геологічної еволюції існує взаємний, а не односторонній зв'язок форланда і складчастих ареалів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Краснощек А. Я., Безверхов Б. Д., Богаевский Х. Т. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря // Геофиз. сборник. — 1966. — Вып. 18. — С. 58—63.
2. Николаева Е. Я., Пустыльников М. Р., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1980. — № 3. — С. 3—17.
3. Некоторые черты геологического строения восточной части Мизийской плиты и черноморского шельфа Народной Республики Болгарии / Головинский В. И., Глузов И. Ф., Гельганц А. А. и др. Морская геология и геофизика. — Рига: Зинантис. 1972. — Вып. 3. — С. 58—66.
4. Вольвовский И. С., Шлезингер А. Е. Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры // Земная кора окраин материков и внутренних морей. — М.: Наука, 1975. — С. 47—64.
5. Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря // Геотектоника. — 1981. № 6. — С. 109—119.
6. Ступка О. С. Основные этапы становления континентальной земной коры и структура южного края Восточно — Европейской платформы в дорифейское время // Геотектоника. — 1980. — № 4. — С. 3—17.
7. Ступка О. С. Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части СССР в докембрии. — К.: Наук. думка, 1986. — 224 с.
8. Ступка О. С. Тектоника и особенности развития континентальной коры юга европейской части СССР в позднем докембрии. Автореферат доктора геол.-мин. наук. — М., 1988. — 38 с.
9. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. — М.: Недра, 1984. — 344 с.

10. *Stupka O. S.* Peculiarities of the Alpine-Carpathian region and its dependence on marginal foreland structure. Carpathians paleogeography and geodynamics: a multidisciplinary approach. Abstract. — Warszawa, 2001. — P. 149—150.

11. *Konn M. Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформы как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. — 2000. — № 2. — С. 26—42.

12. *Сборщиков И. М., Савостин Л. А., Зонениайн Я. П.* Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика) // Геотектоника. — 1981. — № 6. — С. 92—108.

13. *Зиглер П. А.* Коллизия континентов и внутриплитовые деформации сжатия в Западной и Центральной Европе / Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. — Новосибирск: Наука, СО, 1990. — С. 9—23.

14. *Леонов Ю. Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. — 1995. — № 6. — С. 3—21.

15. Die Tethys: vor hundert jahren und heute. 89. Band (1996). — Wien. 1998. — 272 p.

SUMMARY

Orest STUPKA

INFLUENCE OF THE MARGINAL STRUCTURES OF THE FORLAND ON THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE ALPINE-CARPATHIAN AND CRIMEA-CAUCASUS FOLDED SYSTEMS

Based on the examples of the Alpine folded belt and some parts of it is shown the dependence of the structural peculiarities and structure of the folded regions from shape and configuration of the marginal part of craton massif. It is distinguished that horizontal movements generated within inner zone of the Mediterranean folded belt determined tectonic style of the Alpine folded system and shape of the marginal part of the foreland determined the specifics of the fold deformations. It is outlined that during historical-geological evolution there is interconnection but not one-way connection between foreland and folded region.