

УДК 550.8:553.98 (477.8)

Особливості геологічної будови Карпат у зв'язку з нафтогазоносністю

В.М.Бенько

ДК "Укргазвидобування", 04053, Київ, Кудрявська, 26/28. E-mail: lera@gasdob.com.ua

А.М.Коваль, А.В.Лизанець, В.В.Бабасєв

УкрНДІГаз, 61125, Харків – 125, Красношкільна наб., 20. Тел.: 20-02-30, 509-622; E-mail:

it1266@online.kharkov.ua

Представлено новые взгляды на геологическое строение подкарпатского автохтона и особенности формирования структур в аллохтоне и параавтохтоне в зависимости от характера строения фундамента, а также намечено направления поисков ловушек нефти и газа в покровных структурах и в платформенном автохтоне. По данным дистанционного зондирования Земли из Космоса выявлено неотектонические критерии продолжения платформенного автохтона под Складчатыми Карпатами, развития в перикратоне рифтогенов и крупных тектонических дислокаций субмеридионального простирания. Предложено первоочередные объекты для дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ в пределах нефтегазоносной области Складчатых Карпат.

Presented are new views on the geological structure of the Sub-Carpathian autochthone and features of structure formation in the allochthone and paraautochthone depending on the base structure. The ways of searching for oil and gas traps in the overlapped structures and in the platform autochthone are contemplated as well. According to the data of remote sensing of the Earth from cosmos determined are the neotectonic criteria of the platform autochthone continuation under the Folded Carpathians, the development of riftogenes in the pericraton and large tectonic dislocations of submeridional strike. The primary objects for further oil and gas prospecting within the oil and gas bearing region of the Folded Carpathians are proposed.

Карпатський регіон є одним з найстаріших регіонів світу з видобутку нафти [1]. Першу свердловину на нафту в його межах було пробурено в 1875 р. [2]. Разом з тим, Карпати є одним з найскладніших за геологічною будовою нафтогазоносних регіонів світу. За 125 років пошуків покладів вуглеводнів в межах української частини Складчастих Карпат було відкрито понад 10 родовищ вуглеводнів, більшість з яких виявилися дрібними, та встановлено декілька десятків нафто- і газопроявів. Нафтогазоносний потенціал регіону вважається досить великим, проте, сьогодні відомо лише три родовища, які перебувають на державному балансі корисних копалин: Стрільбицьке, Східницьке, Слобода-Рунгурське, - а освоєння геологічних ресурсів Карпатської нафтогазоносної області складає лише кілька відсотків.

В умовах низької ефективності геологорозвідувальних робіт в Складчастих Карпатах гостро постають питання стосовно вибору напрямків подальших пошуків родовищ нафти і газу. Вирішення даної проблеми значною мірою залежить від розуміння особливостей геологічної будови як покривної частини Карпат так і автохтону.

Нашими попередниками геологічна будова Карпат періодично розглядалася то з позиції антиклінальної то шар'яжної структури [3]. Сьогодні не викликає сумніву багатоярусний покривний характер будови регіону. Проте питання щодо віднесення певної частини відкладів палеоген-неогену, порушених складчасто-насувними дислокаціями, до Передкарпатського прогину або до Складчастих карпат, уявлення про Передкарпатський прогин як про крайову або передову структуру, визначення межі поширення платформового автохтону під покривом Карпат - є предметом сучасних досліджень і дискусій. Виявити особливості глибинної та покривної будови Карпат автори намагалися за допомогою вивчення даних дистанційного зондування Землі з космосу.

В результаті геологічного дешифрування регіональних космічних знімків Карпат,

отриманих з космічних апаратів серії «Союз», «Січ-1», «Океан-О», «NOAA», «Landsat» виявилися певні особливості тектонічного районування даного регіону, які не знаходять відповідного відображення на сучасних структурно-тектонічних картах. Перш за все це стосується структурно-тектонічних елементів субмеридіонального (північно-північно-західного простягання), на які вказують регіональні лінеamenti та морфоструктури депресійного характеру, котрі під гострим кутом перетинають Складчасті Карпати. Найбільш чітко вираженими з них є Пшемишль-Плевенський та Івано-Франківсько-Плоештінський лінеamenti, що мають простягання по азимуту близько 350°.

З Пшемишль-Плевенським лінеаментом пов'язується північно-західна границя Бориславсько-Покутської зони у Передкарпатті, розмежування між Сілезькою і Кросненською зонами в Складчастих Карпатах та між Чоп-Мукачівською і Солотвинською западинами Закарпатського прогину. З ним збігається межа поширення вулканічних структур у Закарпатському прогині. Далі даний лінеамент є північно-східним обмеженням гірського масиву Апусени та границею між гірськими масивами Сибіу та Фагараш у Південних Карпатах. Загалом спостерігається нерівномірність тектонічної активності геоструктур по різні боки від даного лінеаменту - тектонічні процеси більш інтенсивно проявились на захід від нього.

Івано-Франківсько-Плоештінський лінеамент простежується на продовженні Устилуг-Рогатинського розлому. Ним контролюється Коломийська западина в Передкарпатті та Верховинська западина в Складчастих Карпатах. Даному лінеаменту в платформовому автохтоні в межах Лопушнянської підзони відповідає крупний уступ, що визначається нами як Косівський регіональний розлом.

Імовірно, що відповідні розломи мають древнє закладання і входять до системи крайових тектонічних порушень Східно-Європейської платформи. Вони успадковано розвивалися як конседиментаційні скиди на протязі палеоцену-пізнього олігоцену (раннього міоцену ?), а відтак стали тектонічними бар'єрами на шляху насування молодшої плити на край Східно-Європейської платформи.

До системи лінеаментів субмеридіонального простягання (азимут 345-355°) додаються інші, що чітко проявляються в межах української частини Складчастих Карпат: Святослав-Синевирський, Турка-Міжгірський, Лімна-Липчанський, Краковецько-Верховинський, Косівський та ін. (рис.1)

Таким чином, за простяганням Українські Складчасті Карпати вищезазначеними лінеаентами розподіляються на ряд морфоблоків, або тектонічних щабелів: Либохорський (відносно високий) Боринський (низький), Горганський (високий), Верховинський (низький), Буковинський (високий). Відповідно Лімна-Липчанський лінеамент обмежує зі сходу Либохорський морфоблок та Краковецько-Верховинський - Горганський щабель, Косівським лінеаментом трасується західна границя Буковинського морфоблоку.

Можливо, що із формуванням зазначених регіональних лінеаментів пов'язані перспективно нафтогазоносні неотектонічно активні зони субмеридіонального простягання, які загалом мають депресійний характер: Боринсько-Солотвинська та Верховинська. Перша входить до більш крупної транскарпатської дислокації, яка простежується від Крукеницької западини до Трансільванської западини і поєднує у собі північно-західну частину Кросненської зони з Солотвинською западиною Закарпатського прогину.

Північно-західна частина Кросненської зони за своїми геоморфологічними, неотектонічними, літофаціальними особливостями (найбільше занурення підгрунтя на протязі олігоцену, максимальна потужність накопичення кросненського флішу та успадковане прогинання території на сучасному етапі) та за своєю структурною організацією має уособлений характер і тому може бути виділеною в окрему тектонічну одиницю: Боринську западину [4]. Подібну думку також висловлювали Я.В.Совчик та Ю.З.Крупський, які зазначали, що в загальному плані - у поперечному і поздовжньому перетинах - північно-західна частина Кросненської зони являє собою западину [5].

Границі Боринської западини наближені до меж Кросненської зони, якими вони є в уявленні фахівців ІГГК (С.П.Гавура, В.В.Даниш, О.Д.Лемішко та ін., 1988). Структуро-контролюючими при цьому є регіональні тектонічні порушення субмеридіанального напрямку. Вони пов'язуються з регіональними лінеаентами Лімна-Липчанський та Святослав-Синевирський, які на думку авторів також належать до системи розломів, що розвинуті по краю Східно-Європейської платформи, серед яких такі крупні розломи як Белз-Балучинський, Рава-Руський, Городоцький, Краковецько-Верховинський.

Із Святослав-Синеvirським лінеаментом пов'язується південно-західний борт Лежайського та Мармарошського масивів. З іншого боку з ним асоціюються північно-східні межі Боринської та Солотвинської западин. В межах прилеглої до Святослав-Синеvirського лінеаменту частині Солотвинської западини, як і в Боринській, збереглися перспективно нафтогазоносні палеогенові відклади значної потужності.

Субмеридіональний напрямок простягання виявлених за космічними знімками в Складчастих Карпатах регіональних лінеаментів та депресійних зон узгоджується з простяганням переважної більшості ранньопротерозойських геосинклінальних трогів, сформованих в межах СЄП. Того ж простягання, просторово співпадаючи з Боринсько-Солотвинською депресійною зоною, дотримує ровоподібна структура, що простежується по поверхні Мохоровичича на глибині 55-60 км. Відповідна ділянка характеризується максимальною (для Карпат) товщиною коромантійного шару.

Імовірно, що в підґрунті Боринсько-Солотвинської неотектонічно активної депресійної зони знаходиться осьовий грабен палеорифту, північно-східний борт якого накладений на перикратон Східно-Європейської платформи. Відповідна грабеноподібна структура в земній корі встановлена сейсмічними дослідженнями під зоною Кросно на території Польщі.

Таким чином, неотектонічне районування Складчастих Карпат і висновки про його зв'язок з геологічною будовою автохтону підтверджують раніше висловлені прогнози щодо наявності грабену під Складчастими Карпатами та продовження Крукенської западини у вигляді Підкарпатського рифтогену [6, 7].

Разом з тим наведені факти дають підстави нам підтримати точку зору про поширення перикратону СЄП під Складчастими Карпатами, а його південно-західного краю до простягання Закарпатського розлому.

Частково розломи субмеридіонального простягання, що досить чітко дотримують паралельності відносно Краковецького розлому, які розглядаються нами як рифтогенні, виділялися і раніше на структурних картах поверхні параавтохтону [8] та донеогенової поверхні автохтону Карпат [9].

Такі розломи, розвивалися як конседиментаційні скиди на протязі палеоцену-міоцену (деструктивні тектонічні порушення). Під час активізації руху молодшої плити на край СЄП вони сприяли утворенню зон інтенсивних конструктивних інверсійних рухів.

Складчасті процеси в Карпатському регіоні завершилися, імовірно, у сарматі загальним піднесенням з утворенням гірського рельєфу [10]. Відповідні інверсійні рухи, насунві дислокації, які розвивалися під гострим кутом відносно простягання палеорифту, знівелювали чіткі риси грабену і надали структурно-формаційним зонам ознак покривних структур.

Крім того, значний вплив і, вірогідно, не менше значення для формування структурно-фаціальних зон і локальних структур в Карпатах мали тектонічні порушення північно-західного простягання. До відповідної системи регіональних дислокацій входять Передкарпатський, Сколевський, Мізунський, Боринський (Славський), Ужоцький, Чернооголовський, Закарпатський та Панонський розломи. До них необхідно додати крупний регіональний лінеамент, що простежується за космічними знімками від Кракова до Бухареста. Останній напевно відповідає глибинному розлому, що сформувався до початку орогенічних процесів у Карпатському регіоні. Він, в свою чергу, розмежує Судети і Щецинсько-Лодзинську западину, а також Апусени і Трансильванську западину і знаходить продовження у вигляді системи регіональних розломів в межах Мізійської плити.

Вірогідно, тектонічні порушення північно-західного простягання мали широкий розвиток в межах Західно-Європейської платформи і тектонічні порушення саме цього напрямку вплинули на формування насунві дислокацій відповідного напрямку в Складчастих Карпатах. До того ж існує думка, що Підкарпатський грабен може мати північно-західне простягання, а його бортовим порушенням виступає Передкарпатський розлом [6]. В тому ж напрямі простягається більшість границь сучасних структурно-тектонічних зон, виділених в Складчастих Карпатах. Більшість з них має характер тектонічних порушень.

Особливо відзначимо Жорнаvсько-Рахівський (Ужоцький) лінеамент (рис. 1), з яким пов'язуються значні зміни геодинамічної активності в межах Складчастих Карпат, що підтверджується багатьма факторами. По-перше, на південний захід від даного лінеаменту, судячи зі змін загального рівня фототону місцевості на космічних знімках, зроблених в ближньому інфрачервоному діапазоні, відбувається значне збільшення глибинного теплового потоку. По-друге, за даними структурно-геоморфологічного дешифрування даного знімку і аналізу характеристичного рельєфу по топокартах виходить, що територія, яка розташована на південний захід включаючи

і Закарпаття, на сучасному етапі характеризується відносно низхідним рухом. По-третє, даному лінеamentу відповідає північна границя гідротермального поля, на якій, за даними В.Є.Шлапінського та ін. (1990 р.), відбуваються, крім іншого, значні зміни у складі природних газів. Зокрема, що дуже важливо відносно перспектив нафтогазоносності, в складі газів, отриманих у свердловинах на південний захід від даного лінеamentу зменшується кількість вуглеводнів, проте збільшується концентрація вуглекислого газу.

У зв'язку з перспективами нафтогазоносності Складчастих Карпатах найбільшої уваги заслуговує Кросненська зона. Як структурно-фаціальна одиниця вона названа за основним принципом – широким розповсюдженням в її межах олігоценових відкладів кросненського типу. Згідно з цим принципом зона Кросно в межах Українських Карпат була простежена від Польщі до Румунії (К.Толвинский, 1933), інакше називаючись Центральною Карпатською депресією або Центральною синклінальною зоною (А.А.Богданов та ін. 1950).

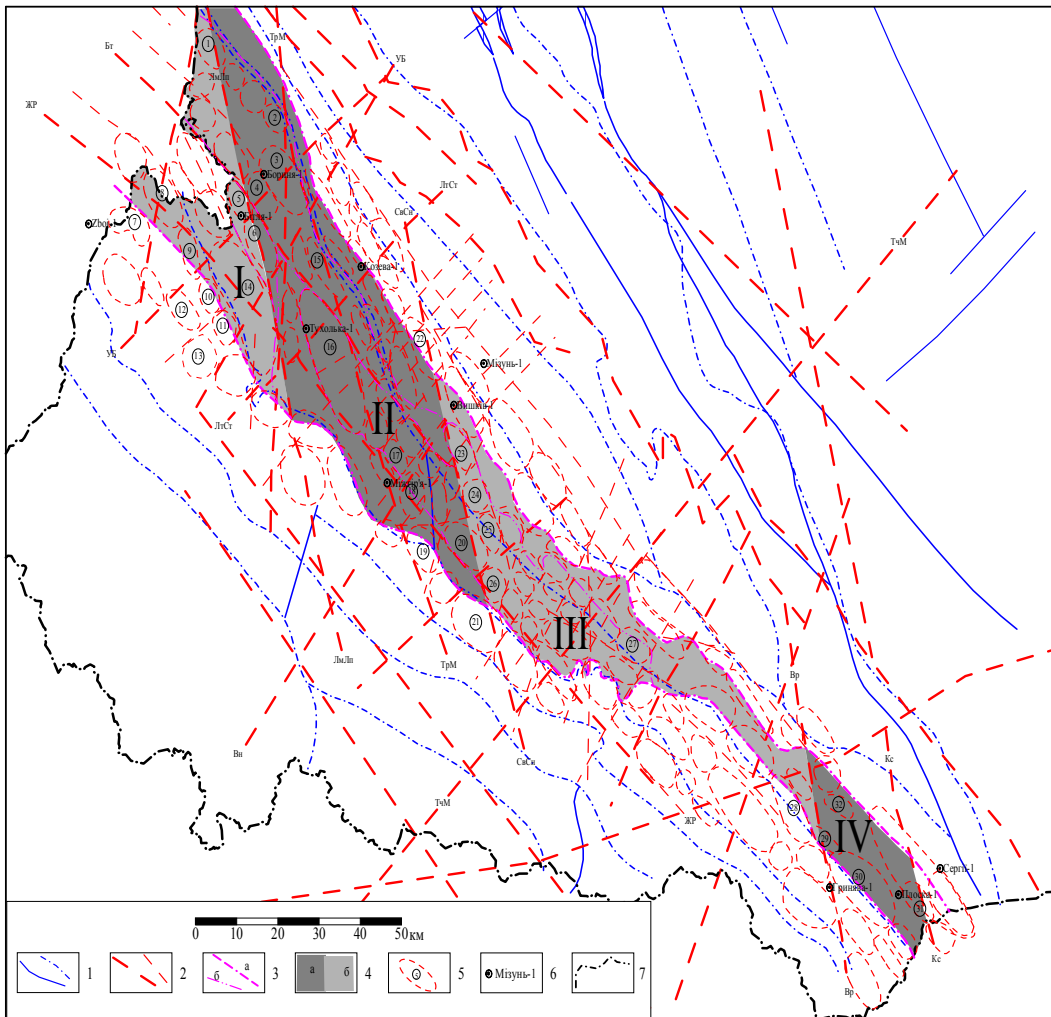
На підставі результатів комплексних дистанційних досліджень та вивчення матеріалів геофізичних, геологозйомочних та бурових робіт, можна стверджувати, що Кросненська зона являє собою значну тектонічну одиницю, яка займає центральне місце в межах алохтонного флішевого комплексу Складчастих Карпат, в історико-геологічному аспекті вона має депресійний характер, що проявляється у поширенні потужних товщ олігоценових і нижньоміоценових порід кросненської фації, котрі найбільш повно розвинуті на північному заході в верхній течії Стрия і Дністра, а також у верхів'ї Черемоша. За принципом територіального поширення відповідних відкладів Кросненська зона простежується через усі Українські Карпати від Польщі до Румунії.

Разом з тим, Кросненська зона, як і суміжні одиниці (на північному сході вона межує зі Скибовою, а на південному заході - з Дуклянською та Чорногорською зонами), розбита на блоки (луски) тектонічними порушеннями (насувами, підкидами), а також межує з ними по дислокаціях переважно насувного типу. Через це стиль її тектоніки є покривно-лусковим. Проте тектонічні рухи, які відбувалися на етапі розвитку складчасто-насувних структур Карпат, не заглушили загальних рис первинного плану тектонічної будови автохтону і первинного флішевого басейну, їхні риси цілком збереглися у вигляді основних зон, піднять і прогинів.

На основі наших спостережень щодо особливостей формування складчасто-насувних дислокацій вважаємо, що в різних районах Кросненської зони, як і взагалі в межах окремих зон Складчастих Карпат, в сподах або у підгрунтях покривів, скиб та лусок залягають певні верстви, які були більш придатні для пластичних деформацій, розсланцювання чи ковзання по них значних масивів порід під час дії тангенціальних тисків в процесі орогенезу. Такими в Боринській западині Кросненської зони, вірогідно, є породи головецької світи нижнього олігоцену, в Горганському виступі та у Верховинській западині - головецької світи нижнього олігоцену та стрийської світи верхньої крейди, в Скибовій зоні - стрийської світи верхньої крейди, а в Скупівській підзоні Чорногорської зони - шипотської світи нижньої крейди.

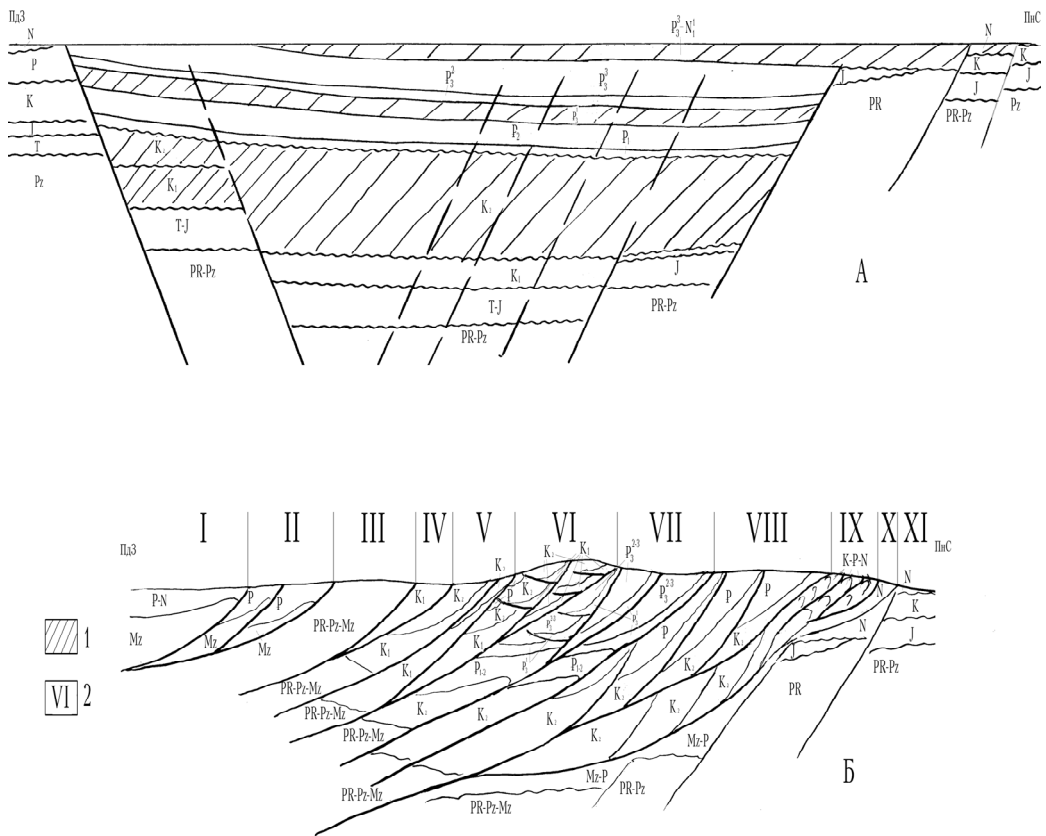
Таким чином, відповідні відклади можуть являти собою перехідні верстви на границях від алохтону до параавтохтону, тобто на переході з одного блоку (тектонічного ярусу) в інший з різними умовами залягання перспективних в плані нафтогазоносності відкладів крейди та палеогену. У зв'язку з цим після проходження свердловиною товщі головецької або стрийської світи збільшуються шанси на розкриття параавтохтону (або платформового автохтону), де залягання верств може бути більш пологим, а структури більш широкими на відміну від тих, що спостерігаються в приповерхневих умовах в алохтонних блоках.

Характер формування складчасто-насувних дислокацій значно залежить від морфології осадового басейну, складу порід, що його виповнюють, та характеру залягання придатних для горизонтальних дислокацій горизонтів. У зв'язку з цим, уявімо собі, що осадконакопичення відбувається в межах перикратонного прогину, який в плані витягнутий з північного заходу до південного сходу, як це ймовірно відбувалося в межах Карпат протягом крейди – палеогену (міоцену?). На певній стадії формування осадового басейну утворюються товщі порід, які мають властивість ставати більш пластичними в певних геодинамічних умовах, або накопичуються такі верстви, що складаються з прошарків, котрі мають слабе зчеплення з суміжними в умовах високого гірського тиску та високих температур. Відповідні верстви можуть бути представлені мергелями, аргілітами, глинами, сланцями, солями. Зрозуміло, що під час наступного закриття такого басейну і тангенціального тиску, породи будуть нерівномірно піддаватися трансформації. Якщо первинний басейн накопичення флішевих відкладів симетричний з двома бортами, то в разі



1 - регіональні розломи і межі тектонічних зон за даними геолого-геофізичних досліджень; 2 - регіональні лінементи: Кс - Косівський, Вр - Верховинський, СвСн -Святослав-Синевирський, ТрМ - Турка-Міжгірський, ЛМЛп - Лімна-Липчанський, ЖР - Жорнавсько-Рахівський, УБ - Ужгородсько-Бориславський, ЛтСт - Латорицько-Стрийський, Вн - Виноградівський, ТчМ - Тячівсько-Монастирський; 3 - межі Центральної Карпатської депресії (а) та її підзон (б) за даними морфоструктурного аналізу; 4 - диференціація Кросненської зони на ділянки за їх геодинамічними особливостями (I- Либохорський виступ, II- Боринська западина, III- Горганський виступ, IV- Верховинська западина); 5 - позитивні морфоструктури за даними дешифрування космічних знімків і топокарт (1 - Грозовська, 2 - Турківська, 3 - Північно-Боринська, 4 - Боринська, 5 - Бітлянська, 6 - Південно-Бітлянська, 7 - Жорнавська, 8 - Стужицька, 9 - Волясянська, 10 - Лютянська, 11 - Кічерницька, 12 - Голицька, 13 - Полонинорунська, 14 - Либохорська, 15 - Должківська, 16 - Жупанівська, 17 - Голятинська, 18 - Соймицька, 19 - Вучківська, 20 - Синевирська, 21 - Мерешорська, 22 - Тарарівська, 23 - Горганська, 24 - Качинська, 25 - Додинська, 26 - Бруструанська, 27 -- Довжинська, 28 - Скуповська, 29 - Черемошна, 30 - Бураковська, 31 - Фошкінська, 32 - Дихтинецька); 6- глибокі свердловини; 7- державний кордон.

Рис. 1 - Структурно-тектонічна схема Українських Карпат за результатами структурного дешифрування даних дистанційного зондування Землі з космосу



А - осадковий басейн до початку розвитку тангенціальних рухів (ранній міоцен); Б - модель покривно-лускової структури Карпат з утворенням покривів та насувів двох вергентностей (на пліоценовий час); 1 - стратиграфічні товщі, що містять породи, гожі для пластичних деформацій, розсланцювання, ковзання блоків та покровоутворення; 2 - тектонічні одиниці: I - Закарпатський прогин, II-VIII - Складчасті Карпати (II - Монастирецька (Магурська) зона, III - Мармароський масив, IV - Рахівська зона, V - Поркулецька зона, VI - Чорногорська (Дуклянська) зона, VII - зона Кросно, VIII - Скибова зона), IX-XI - Передкарпатський прогин (IX - Бориславсько-Покутська зона, X - Самбірська зона, XI - Більче-Волицька зона).

Рис. 2. - Принципова схема розвитку покривно-лускової структури Карпат

його трансформації в умовах одностороннього тангенціального тиску (з південного заходу на північний схід) та скорочення ширини осадкового басейну стає можливим формування різних за морфологією структур та насувних дислокацій двох вергентностей: переважно північно-східної по усюмо осадковому басейну та південно-західної вздовж його південно-західного борту (рис. 2).

Якщо сказане є вірним, то вздовж південно-західної межі Кросненської зони, де напрям горизонтального тиску був згідний з напрямком падіння верств флішевої товщі, мали б формуватися як асиметричні складки, так і досить інтенсивні міжпластові зрушення, що призвели до утворення антитетичних насувів. Хоча свідчення про наявність в смузі зчленування Дуклянської та Кросненської зон насувів південно-західної вергентності небагаточисельні і часом заперечуються (або нехтуються), можна припустити, що розвиток складчато-насувних дислокацій в південно-західній частині флішевого басейну відбувався саме за таким варіантом. У північно-східній частині, де напрям горизонтальних рухів відбувався супроти напряму падіння верств флішевої товщі, розвиток структурних дислокацій (утворення складок) був обмежений, проте міжпластові зрушення були основними дислокаціями, вони проявились досить інтенсивно і часто переходили в підкиди.

№ 3 (4) • 2002 Науковий вісник Національного Технічного Університету Нафти і Газу

не лише від внутрішньої структури флішевого басейну, але й від гіпсометрії дофлішевого підгрунтя, на що вказувалося і раніше [11]. Нами до того ж помічено, що чим вищий перепад гіпсометричного рівня дофлішевого підгрунтя на границях двох ділянок, тим більше в межах даних ділянок відрізняються кути нахилу площин насувних дислокацій та їх амплітуда (шар'яжи переходять у підкиди і навпаки). На ділянках стикання насувних дислокацій з зонами зустрічних (по вергентності рухів) та поперечних чи діагональних (по напрямку простягання площин зміщувачів) скидів, викликаних рухом блоків автохтону, утворюються зони підвищеної геодинамічної напруги, які призводять до активізації процесів розвитку тектонічної тріщинуватості та збільшення кутів нахилу площин і вертикальної амплітуди насувів. Відповідно, на границі блоків з різною гіпсометрією під час тиску з боку більш зануреного блоку відбувалося збільшення нахилу площини насуву, а від того і збільшення амплітуди субвертикальних рухів та віку порід, що спостерігаються в чолових частинах таких насувів. Проте над високим блоком площини насувів випогожуються і наближуються до субгоризонтальних (утворюються шар'яжи) або перекидаються, а породи скупчуються в складки.

Так, на окремих ділянках Кросненської зони в межах регіональних морфоструктур, що контрастно проявляються за даними дистанційного зондування Землі з Космосу та чітко дешифруються в сучасному ландшафті, зокрема Стужицької, Сможівсько-Жупанівської, Фошкінської та інших, підняття виражаються виходом на денну поверхню в чолових частинах насувів не тільки еоценових, але й палеоценових і крейдяних відкладів, у зв'язку з чим зростає імовірність виявлення в їх межах у параавтохтоні або автохтоні високо піднесених тектонічних блоків, обмежених порушеннями скидового типу, та можливість розкриття перспективно нафтогазоносного розрізу мезозою і палеогену на відносно невеликій глибині.

Останнє особливо стосується Фошкінської морфоструктури, розташованої на східному борту Верховинської западини. Утворення даної морфоструктури пов'язане з інтенсивним задиранням Фошкінського насуву перед Косівським регіональним розломом, амплітуда якого перевищує 1000 м по поверхні юри. Даний розлом чітко простежується від Фошкінської морфоструктури в напрямку Лопушанського нафтового родовища. В зв'язку з цим в районі Фошкінської морфоструктури зростають перспективи виявлення покладів вуглеводнів східніше Косівського розлому, де сейсморозвідкою встановлено наявність Шурдинського підняття у товщі платформового автохтону в Лопушанській підзоні (на глибинах до 5,5 км в юрі-палеогені). Тому вважаємо Фошкінську площу одною з першочергових для проведення геолгорозвідувальних робіт в межах Складчастих Карпат і пропонуємо поставити в її межах сейсморозвідувальні роботи з метою вивчення геологічної будови алохтону Фошкінського насуву, крейдово-палеогенового параавтохтону, уточнення структурних планів горизонтів платформового автохтону та підготовки об'єктів до буріння пошукової або параметричної свердловини.

До плану першочергових робіт в Складчастих Карпатах треба також включити Жупанівську морфоструктуру (рис. 1), яка в північно-західній частині вміщує добре відоме Сможівське підняття, що проявляється на денній поверхні виходами еоценових порід серед олігоценів відкладів, та ряд менших за розмірами локальних морфоаномалій. В центральній частині Жупанівської морфоструктури за даними геологічної зйомки виділяється крупна синкліналь, виповнена середньокросненськими відкладами, південно-західне крило якої підноситься в зустрічному напрямі до Скотарського насуву і зрізається ним. Імовірно, що далі на південний захід під площиною насуву має знаходитися антиклінальна згортка, в якій можуть акумулюватися поклади вуглеводнів, екрановані зазначеним насувом.

Геологічний розріз Жупанівської площі характеризує свердловина Тухолька-1, яка розташована на її північно-західній перикліналі. Дана свердловина на глибині 4510 м вперше у Кросненській зоні розкрила під олігоценів менілітово-кросненським комплексом повний розріз палеоцен-еоцену і увійшла у крейдові відклади [9]. Помітне поступове зменшення кутів падіння порід: до глибини 2500 м вони дорівнюють 40-80°, глибше 3600 м рідко досягають 25-30°, частіше не перевищують 10-20°. Таке виположення кутів падіння свідчить про наближення до споду алохтонного блоку, у підгрунті (в параавтохтоні) якого можна очікувати на розкриття тектонічно екранованих покладів, перш за все у відкладах еоцену-олігоцену. На наявність крупного підняття в параавтохтоні в межах Жупанівської морфоструктури на глибині 5-5,5 км вказують і дані гравіметричних досліджень [8].

До перспективних в плані пошуків пасток вуглеводнів в параавтохтоні пропонуємо також віднести Дихтинецьку та Черемошну морфоструктури, розташовані в межах Верховинської

зону. З Дихтинецькою морфоструктурою пов'язується крупне однойменне підняття, виявлене сейсморозвідкою у відкладах юри на глибині 5-5,5 км. З Черемошною - в плані співпадає апікальна частина крупного Яблунецького підняття, встановленого сейсморозвідкою по поверхні домезозою на глибині 6-7 км. Зі Стужицькою морфоструктурою пов'язане північно-західне продовження Лузької структури, яку встановлено за результатами геологічної зйомки. На глибині 5-5,5 км в її межах за даними гравіметричних досліджень (Біліченко В.Я., 1999) також виявлено підняття в параавтохтоні.

Співпадання контурів поверхневого і глибинного підняття свідчить про високу перспективність виявлення наскрізних підняття в межах зазначених морфоструктур. Проте, більш імовірно, що в окремих випадках маємо суміщення в плані двох структур, які відносяться до різних структурних поверхів, але мають певний генетичний зв'язок. Адже як було доведено вище, морфологія та амплітуди підняття (складок), що утворилися у верхньому структурному поверсі (в алохтоні), залежать від морфології підгрунтя (автохтону чи параавтохтон), на яке насувалися дані покриви.

Таким чином, нами представлено нові погляди на геологічну будову підкарпатського автохтону та особливості формування структур в алохтоні та параавтохтоні в залежності від характеру будови підгрунтя, а також намічено напрямки пошуків пасток вуглеводнів в покривних структурах і в платформовому автохтоні. За даними дистанційного зондування Землі з космосу встановлено неотектонічні критерії поширення платформового автохтону під складчастими Карпатами та розвитку в межах перикратону рифтогенів і крупних тектонічних дислокацій субмеридіонального простягання. Запропоновано першочергові об'єкти для подальших геологорозвідувальних робіт на нафту і газ в межах складчастих Карпат.

Література

Вуль М.Я., Крупський Ю.З., Свириденко В.Г. Стан, проблеми і перспективи нафтогазового комплексу західного регіону України // Геологія і геохімія горючих копалин. - 1999. - № 3. - С. 3-5.

Шпак П.Ф. Формування покладів ВВ та нафтогазоносний потенціал України / Генезис нафти і газу та формування їх родовищ в Україні як наукова основа прогнозу та пошуків нових скупчень. Тези доповідей міжнародної конференції. - Чернігів: ЧВ УкрДГРІ, 2001. - С. 5-8.

Лозиняк П.Ю. До питання тектонічного районування карпатського регіону / Нафта і газ України. Збірник наукових праць: Матеріали 6-ої Міжнародної Конференції "Нафта і газ України - 2000". - Ів.-Франківськ: Факел, 2000. - Том 1. - С. 93-94.

Про зв'язок Кросненської зони з рифтогеном / А.М.Коваль, О.М.Істомін, Г.Ю.Бойко, О.С.Ступка. // Питання розвитку газової промисловості України: Зб. наук. праць. - Харків: Укрндігаз, 2000. - Вип. XXVIII. - С. 188-192.

Совчик Я.В., Крупський Ю.З. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Кросненской зоны Украинских Карпат. / Перспективы развития геологоразведочных работ и прогноз открытия новых месторождений нефти и газа в УССР. Сб. науч. тр. - Львов: УкрНИГРИ, 1989. - С. 59-67.

Бойко Г.Ю. Умови формування та закономірності розміщення нафтових і газових родовищ в Українських Карпатах // Геологія і геохімія горючих копалин. 1998. - №3 (104). - С. 119-128.

Лозиняк П.Ю. Нові погляди на будову Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. 1996. - №3-4 (96-97). - С. 89-90.

Біліченко В.Я. Структурно-тектонічні особливості параавтохтону Українських Карпат та прилеглих територій за матеріалами детальної гравіметрії // Геол. гор. копалин. 1999. - №3. - С. 131-138.

Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат // Ответственные редакторы В.В.Глушко, С.С.Круглов. - К.: Наук. думка.

Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:500000. Объяснительная записка / Главный редактор В.В.Глушко. - Киев: УкрНИГРИ, 1988.

Совчик Я.В., Крупський Ю.З. Прогноз нефтегазон. палеог. отложений юго-вост. части Силезского и Скибового покровов Укр.Карпат/Рег. геол. УССР и напр. поисков нефти и газа: Сб. науч. тр. - Львов: УкрНИГРИ, 1988. - С. 48-56.