

- № 6.—С. 46—52.
10. Перерва В. М. Геофлюїодинамічні основи супутникових технологій пошуку промислових скопчень вуглеводнів // Нові методи в аерокосмічному землезнавстві. — К., 1999.—С. 165—194.
11. Перерва В. М. Флюїдопровідні структури літосфери та їх роль у формуванні родовищ корисних копалин // Мінеральні ресурси України.—1997.—№ 1-2.—С. 24—30.
12. Перерва В. М. Стан проблеми прогнозу покладів вуглеводнів і вторинних колекторів на основі супутникових технологій // Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. — К., 2000.—С. 291—296.
13. Перерва В. М. Геофлюїодинамічний аспект геоекології // Еніологія.—2001.—№ 3.—С. 43—48.
14. Перерва В. М. Вероятная природа линеаментов, выявляемых аэрокосмическими методами backslash // Геол. журн.—1999.—№ 1.—С. 66—76.
15. Перерва В. М. Геофлюїодинамічні структури літосфери и современные ландшафты backslash // Український географ. журн.—2000.—№ 4.—С. 12—18.
16. Перерва В. М., Лялько В. І., Шпак П. Ф. Флюїдопровідні структури і нафтогазоносність Азово-Чорноморського регіону // Доп. НАНУ.—1997.—№ 4.—С. 136—139.
17. Тяпкин К. Ф. Оценка современного состояния геотектонических гипотез // Геофиз. журн.—1995.—№ 1.—С. 24—32;—№ 3.—С. 31—37;—№ 4.—С. 23—31.
18. Флюїодинамічний фактор в тектоніці і нафтогазоносності осадових басейнів. — М.: Наука, 1989.—239 с.
19. Файф У., Прайс І., Томпсон А. Флюїди в земній корі. — М.: Мир, 1981.—436 с.
20. Чебаненко І. І. Теоретичні аспекти тектонічної деліміції земної кори (на прикладі України). — Київ: Наук. думка, 1977.—84 с.
21. Швевс Г. І. Введення в еніогеографію. Кн. 1. Еніоземлеведення. — Одеса: Изд-во Одесского ун-та, 2000.—253 с.

Флюїодинамічні і неотектонічні основи та попередні результати апробації супутникової технології вивчення геологічної будови та перспектив нафтогазоносності шельфу

О. Ю. Котляр, З. М. Товстюк, В. М. Перерва,
Т. А. Єфіменко, О. В. Седлорова, В. І. Шульга

Центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук України, Київ

Розробка наукових основ супутникової технології прогнозу покладів вуглеводнів у межах морських акваторій України була вперше розпочата в 1991 році і продовжується нині у відділі аерокосмічних досліджень з геології Центру аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України. На момент постановки задачі розробки теоретичних основ взаємозв'язку ландшафтів морського дна та морської поверхні з нафтогазогеологічними процесам і структурами досвіду вітчизняних та зарубіжних дослідників в цьому питанні було замало, що ускладнювало рішення задачі.

Важливо при цьому підкреслити, що для нафтогазоносних провінцій і областей морських акваторій задача виявлення геоіндикаційних ознак морської поверхні та морських ландшафтів є досить складною.

Розробка технології пошуку покладів вуглеводнів (ВВ) на шельфі проводиться в умовах Азовського та Північно-Західного шельфу Чорного морів. При виявленні зон, перспективних на нафту і газ в Азово-Чорноморському регіоні, були визначені ос-

нови методики робіт, яка включає два компоненти: вивчення геофлюїодинамічних процесів та їх проявів; дослідження неотектонічних рухів і процесів.

Геолого-геофізична модель нафтогазоносних територій Азовського та Північно-Західного шельфу Чорного морів базується на сучасних даних про блокову будову гетерогенного фундаменту, яка відбивається у структурі осадового чохла та окремих елементах підводного ландшафту. Для уточнення цієї моделі були використані КЗ із штучних супутників Землі (ШСЗ) серії «Landsat», «Океан-О», NOAA.

На основі супутникової інформації вперше була одержана найбільш повна картина розломно-блокової будови Азово-Чорноморського регіону, отримано дані про новітні та сучасні рухи літосфери та розвиток геофлюїодинамічних структур. На основі супутникової технології в повній мірі вивчаються флюїдопровідні структури літосфери, що дозволяє оптимізувати процес пошуку скопчень вуглеводнів.

По ряду регіонів було встановлено, що вертикальна міграція пластових і глибинних флюїдів

пов'язана не лише з розривними порушеннями. Досить часто в зонах лінеаментів, що не несуть ознаки розривних порушень, шляхами міграції флюїдів слугують осередки розуцільнення порід, що є початковою стадією деструкції літосфери, яка втрачає при цьому властивості флюїдоупору.

Таким чином, під геофлюїодинамічними структурами (ГФДС) автори розуміють вузли перетину лінійних зон напружено-деформованого стану літосфери. Флюїдопровідність ГФДС є однією з важливих властивостей, що обумовлює їхнє відображення на матеріалах аерокосмозйомок. Мігруючи по них, рідкі та газоподібні пластові та глибинні флюїди, досягаючи морської поверхні, спричиняють аномальні зміни спектральних характеристик компонентів ландшафтів морського дна (рослинності, порід), зміни температурного поля поверхні води і зміни характеристик фізичних полів, що в свою чергу знаходять відображення в аномаліях щільності та структури зображень як у видимому, так і в тепловому діапазонах електромагнітного спектру.

Проведені аерокосмогеологічні дослідження дозволили одержати не тільки просторове положення ГФДС, але й вивчити її гетерогенну будову, яка обумовлена чергуванням ділянок високої і низької флюїдопровідності літосфери. Ділянки високої провідності порід одержали назву осередків розуцільнення [1, 2].

Порівняно з суходолом ландшафтне зображення геодинамічних вузлів морського дна на космічних знімках дешифрується значно чіткіше. Це обумовлено відсутністю техногенних факторів, більш сприятливими фізико-хімічними умовами збереження морських ландшафтів, особливості будови яких обумовлені геологічними та геодинамічними умовами розвитку. Вказані обставини дозволяють досить впевнено прослідкувати зв'язок геодинамічних вузлів з лінійними зонами розуцільнення в літосфері, або ж з розривними порушеннями, що ускладнюють ці зони.

Дослідженнями було встановлено [2], що всі коси Азовського та Чорного морів розташовуються в межах геодинамічних вузлів та утворюючих їх розломів (Обіточна, Тендрівська). Приуроченість їх до геодинамічних вузлів обумовлена комплексом фізико-хімічних процесів та аномальним характером геофізичних полів. Ці процеси створюють сприятливі умови для акумуляції тут уламкового матеріалу. Вертикальна міграція пластових і глибинних газоподібних флюїдів по субвертикальних флюїдопровідних структурах літосфери викликає пониження щільності морських вод. Саме в цих місцях відбувається акумуляція уламкового матеріалу. Очевидно, таким чином відбувається і утворення піщаних банок. Встановлено, що всі відомі в регіоні промислові скупчення вуглеводнів

(ВВ) просторово належать до ГФДС (Голіцинське, Шмідта, Джанкойське, Стрілкове, Приазовське, Північно-Керченське, Сигнальне, Морське, Жовтневе, Прибережне).

Інтерес до неотектонічного етапу розвитку земної кори обумовлений тим, що саме з ним пов'язують формування структурних пасток у відкладах різного віку, а також підвищення активності структур, що закладені раніше. Процес виявлення цих структур за допомогою КЗ має декілька етапів. На першому проводять дешифрування КЗ, одержаних з різних носіїв в широкому діапазоні часу. Перевага віддавалася КЗ видимого діапазону електромагнітного спектру. На цьому етапі була одержана схема розломно-блокової тектоніки Азово-Чорноморського регіону.

На другому етапі проводились дослідження з виявлення характеру неотектонічної активності. З цією метою були виконані морфометричні дослідження рельєфу дна Північно-Західного шельфу Чорного та Азовського морів за методикою А. Н. Ласточкина [3]. На думку авторів, аналіз батиметричних карт, як один з прийомів в комплексі структурно-геоморфологічних досліджень, дозволяє зробити висновок, що наявність великих і різноамплітудних блоків на розломно-блоковій неотектонічній схемі відповідає різним значенням вектора вертикальних рухів земної кори на новітньому етапі розвитку цього регіону.

Диференційність вектора новітніх рухів, що обумовила гіпсометричну градацію рельєфу морського дна Північно-Західного шельфу Чорного та Азовського морів вплинула на розподіл уламкового матеріалу на межі літофаціальних зон четвертинних відкладень. Наприклад, черепашники, в значній мірі, пов'язані з найбільш піднятими ділянками рельєфу (структура Голіцина, група структур Бірючих) (рис. 1). Різниця спектральних характеристик черепашників, пісків і пелітових різновидностей осадових порід дозволяє опосередовано визначити положення неотектонічних аномалій (площинних та лінійних) на космічних знімках. Чим менша глибина, тим чіткіше неотектонічні аномалії простежуються в аномаліях фототону на КЗ (Азовське море). В акваторії Азовського моря, що має невеликі глибини, локальні структури характеризуються наявністю більш грубозернистого матеріалу, що відкладається в силу вищевказаних геофлюїодинамічних процесів. Ці відклади мають відмінні спектральні характеристики, які знаходить своє відображення в аномаліях фототону КЗ (посвітлення фототону). Таким чином була дешифрована більша кількість відомих структур Азовського моря. А по космічних зображеннях, одержаних в 1988 та в 2000 роках, була значно розширена прогнозна площа в межах Північно-Стрілкової структури, що

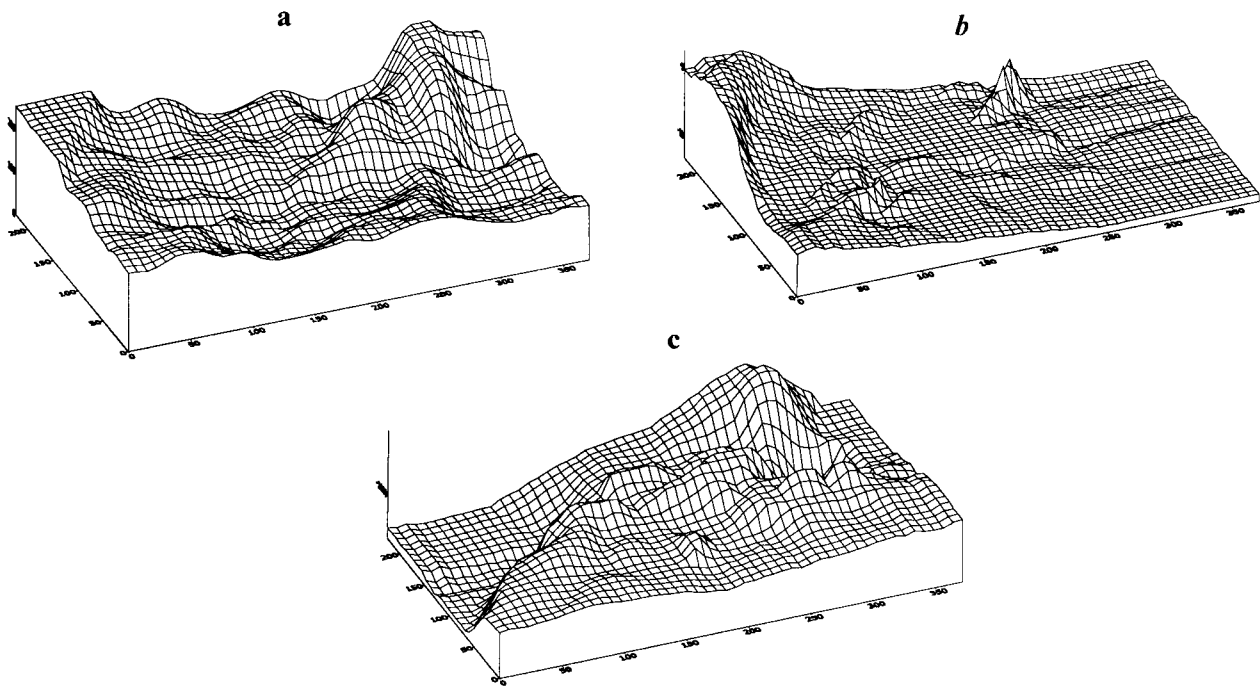


Рис. 1. Акваторія Азовського моря. Район структур Бірючих. Зіставлення (за попередніми даними): а — щільності фототону космічного знімку; б — рельєфу дна; в — поверхні відкладень верхньої крейди

чітко відображається в концентричній локалізації дугоподібних смуг фототону різної інтенсивності — від білого до темно-сірого (рис. 2). Аналіз літології донних відкладів та батиметрії дозволяє зробити висновок, що ця аномалія фототону відповідає піщаним пагорбам. По ідентичним геоіндикаційним ознакам, характерним для відомих локальних структур, було виявлено ряд прогнозних локальних об'єктів (на південний схід від Стрілкового родовища ВВ), де за результатами літофасіального аналізу відкладів майкопу можна очікувати наявності пасток. Із-за значних глибин в акваторії Чорного моря дешифрування проводилося в основному за непрямими геоіндикаційними ознаками, які пов'язані з гідрофізичними процесами (хвилі, апвелінг, каламутні потоки), а також за лінійними елементами хмарного покриву.

Однією із задач досліджень було уточнення тектонічної будови Азово-Чорноморського регіону по КЗ. На даний час відсутнє однозначне тлумачення самої важливої межі в Азово-Чорноморському регіоні — межі Східно-Європейської платформи (СЄП) та Скіфської плити (СП). На це давно звернули увагу у вітчизняній спеціальній літературі. Так, А. В. Чекунов ще у 1972 році [4] писав, що «на профілі ГСЗ через Азовське море чітких даних про розломи, що обмежують Східно-Європейську платформу, немає». М. І. Павлюк та О. П.

Богаєць у 1978 р. [5] наводять 11 варіантів проведення цієї межі в Азово-Чорноморському регіоні, тоді як інші автори [6] вказують на 15 таких варіантів. Те ж саме відмічав в 1988 р. Р. Г. Гарецький з співавторами [7].

Аерокосмогеологічні дослідження, проведені авторами в даному регіоні в останні 10 років, дозволили внести деяку ясність в дискусійні питання. Це вважається принциповим, бо положення глибинних розломів контролює структурно-тектонічне районування та межі нафтогазоносних зон регіону, що особливо важливо для оцінки їх перспектив на поклади ВВ.

Одержані в результаті дешифрування КЗ схеми лінеаментів Азовського та Північно-Західного шельфу Чорного морів виглядають досить щільними (рис. 3). Середня щільність їх оцінюється величиною 0.38—0.40 км/км².

На Азовському морі виявлено цілий ряд лінеаментів, що перетинають всю акваторію і можуть бути ідентифіковані з більшим чи меншим ступенем достовірності з розломами, описаними в літературі. Разом з тим частина лінеаментів, що раніше не виявлялася, вказані як трансазовські та трансчорноморські. За попередніми даними по Азовському морю авторами виділено п'ять субпаралельних зон лінеаментів різної ширини: одна субширотна, та чотири діагональні (рис. 3).

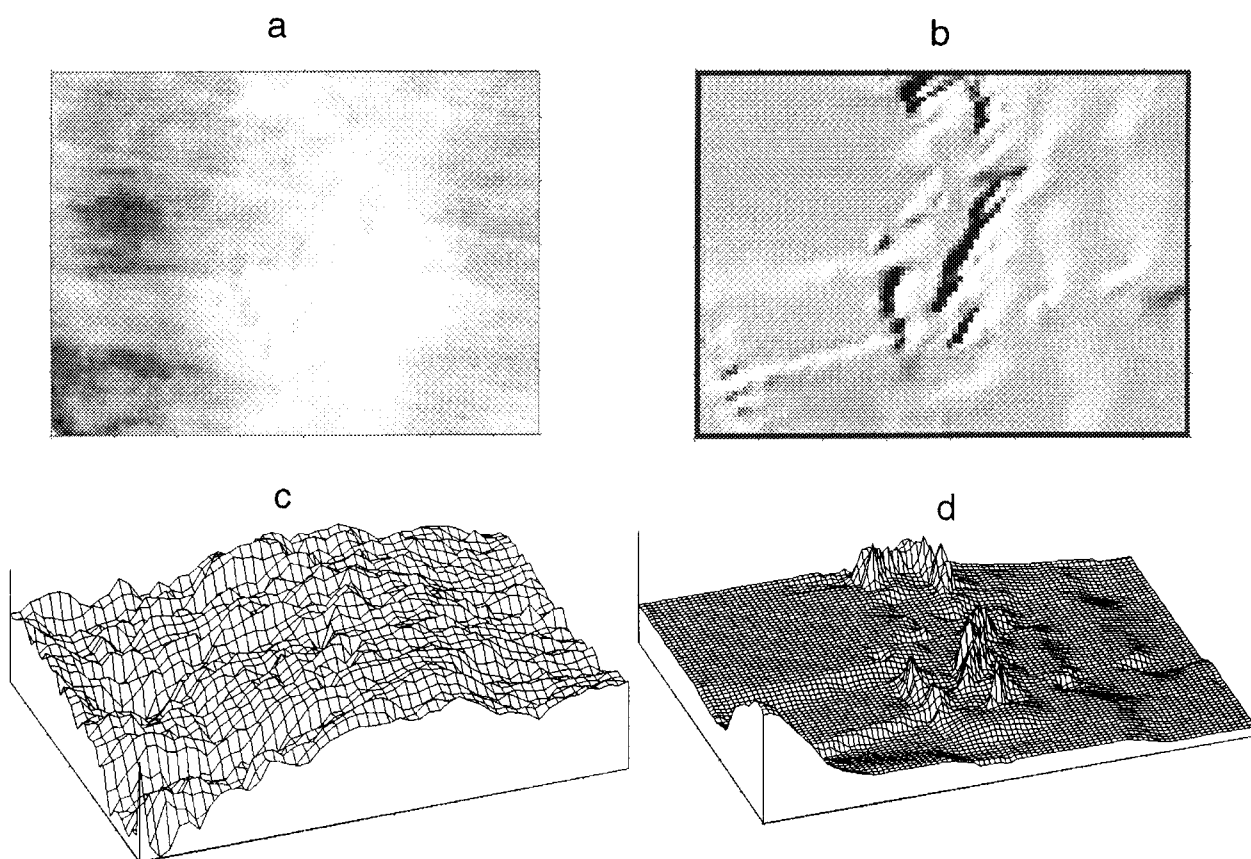


Рис. 2. Акваторія Азовського моря. Північно-Стрілкова структура. а — фрагмент космічного знімка; б — імітація фотозображення рельєфу; в — щільність фототону космічного знімка; г — рельєф морського дна

Субширотна зона лінементів просліджується від південного краю півострова Бірчучий до гирла р. Протока і в східній своїй частині тотожна Новотитарівському (Індольському або ж Советсько-Ачуєвському) розлому [8—11]. Джанкойська-Єйська діагональна зона лінементів (ширина 10—15 км, азимут простягання $62 \pm 2^\circ$) відслідковується від м. Джанкой на заході до м. Єйськ на сході і на траверсі м. Бердянськ збігається з Головним Азовським розломом. Казантипсько-Приморську діагональну зону лінементів (ширина до 10 км, азимут простягання $15 \pm 2^\circ$) простежено від східної частини Казантипської затоки до м. Приморськ. Приморсько-Ачуєвська зона лінементів (азимут простягання $305 \pm 2^\circ$) просліджується від м. Приморськ до м. Ачуєвськ. Приморсько-Темрюкська зона лінементів (ширина 10—15 км, азимут простягання $315 \pm 2^\circ$) простежена від м. Приморськ до м. Темрюк.

Слід відмітити, що, як правило, відомі розломи просліджуються смугами паралельних зближених лінементів, що чітко проявляються на космічних зображеннях в лінійних аномаліях фототону. Ши-

рина цих зон коливається в межах 5—20 км. Лінементи та відомі розломи створюють розломно-блоковий каркас морського дна, де різна амплітуда блоків обумовлена величиною амплітуди неотектонічних рухів.

Більшість дослідників вважають, що найважливішим фактором при визначенні структурно-тектонічного плану Північно-Західного шельфу Чорного моря є чотири основні глибинні розломи субмеридіонального простягання: Арцизько-Фрунзенський, Одеський, Миколаївський (Кіровоградсько-Миколаївський) та Криворізько-Євпаторійський (Євпаторійсько-Скадовський). Майже паралельно та трохи на захід від останнього на деяких тектонічних картах виділяють Херсонський розлом, що вважається авторами одним із лінементів Євпаторійсько-Скадовської зони порушень.

Важливе значення згаданих розломів як граничних елементів гетерогенних структур фундаменту підкреслено різними дослідниками. Так, Одеський розлом розглядається як східна межа Предобруджинського прогину. Арцизько-Фрунзенський (Са-

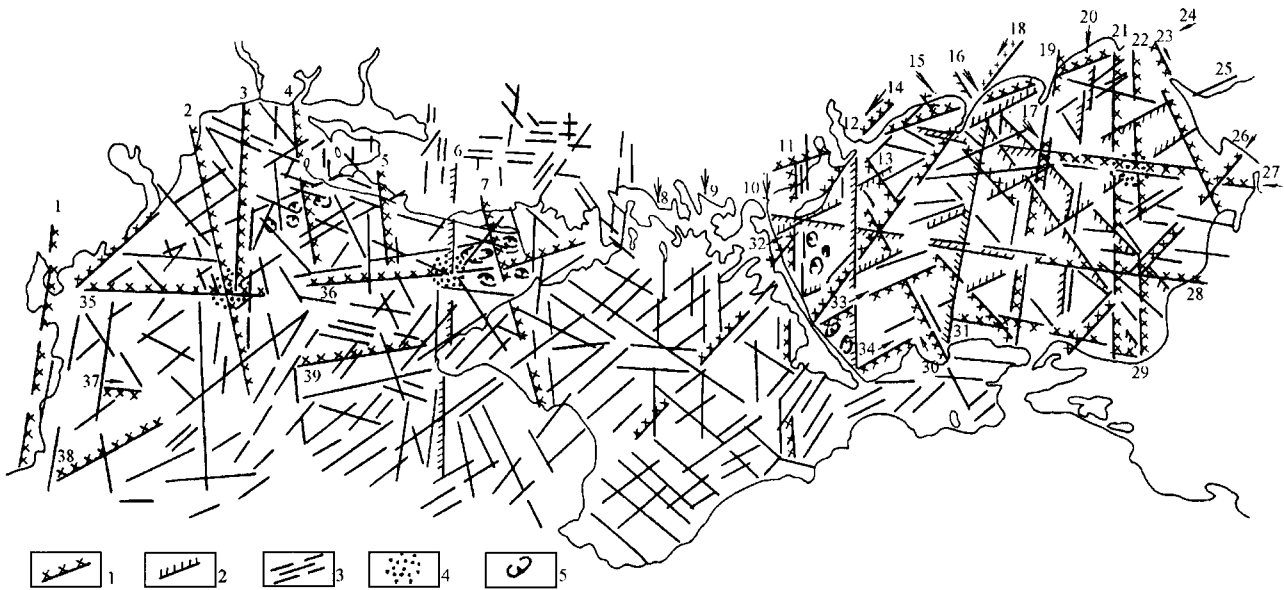


Рис. 3. Схема лінементів Азово-Чорноморського регіону за даними космічних зйомок. Умовні знаки: 1 — лінементи, що зіставляються з глибинними розломами; 2 — трансазовські та трансчорноморські лінементи, природа яких не з'ясована; 3 — лінементи, що ототожнюються з лінійними зонами розущільнення порід, можливо — розломами; 4 — ГФДС, виділені в період 2000-2001 рр.; 5 — прогнозні локальні об'єкти. Цифрами на схемі позначені розломи та лінементи: 1) Арцизько-Фрунзенський, 2) Одеський, 3) Одесько-Тальнівський, 4) Очаківський, 5) Миколаївський, 6) Херсонський, 7) Криворізько (Скадовсько)-Евпаторійський, 8) Центрально-Кримський (фрагмент), 9) Конксько-Білозерський (фрагмент), 10) Оріхово-Павлоградський (фрагмент), 11) Мелітопольсько-Нижньогорський, 12) Феодосійсько-Мелітопольський, 13) Керченсько-Мелітопольський, 14) Західно-Приазовський = Новоцарицинсько-Мелітопольський, 15) Сергієвсько-Темрюкський, 16) Приморсько-Темрюкський, 17) Приморсько-Ачугський, 18) Севастопольсько-Казанський, 19) Бердянський, 20) Білосарайсько-Таманський, 21) Губкінсько-Центральноазовський, 22) Кальміус-Джигинський, 23) Слов'янсько-Ахтирський, 24) Генічесько-Бердянсько-Кальміуський, 25) Джанкойсько-Сіський, 26) Погранично-Сіський, 27) Головний Азовський (східний фрагмент) = Бейсуг-Обіточний, 28) Новотитарівський = Інгульський (східний фрагмент) = Генічесько-Ачугський, 29) Південно-Азовський (східний фрагмент), 30) Горностаєвський, 31) Казантип-Приморський, 32) Головний Азовський (західний фрагмент) = Джанкойсько-Маріупільський, 33) Советсько-Ачугський (західний фрагмент) ≈ Новотитарівський арргох Інгульський, 34) Південно-Азовський (східний фрагмент) = Арабатсько-Сіський, 35) Елемент шовної зони, 36) Голіцинський (фрагмент), 37) Сулинський (фрагмент), 38) Кримсько-Георгіївський (фрагмент), 39) Михайлівський (фрагмент)

ратський) розлом у платформеному чохлі «слід розглядати західною межею виступу Зміїного» [6]. Миколаївський розлом ледь виявляється на розрізі морського профілю ГСЗ-25, а південніше, у межах Скіфської плити, він виділяється, ймовірно, лише на одному з трьох проведених на Північно-Західному шельфі субширотних профілів. У 1975 р. А. В. Чекунов [10] відмічав, що Кіровоградсько-Миколаївський розлом на південному схилі Українського кристалічного масиву (УКМ) простежується за гравітаційними та магнітними даними. На південь від схилу УКМ, у Чорному морі, цей розлом обмежує зі сходу підняття Голіцина, а на заході від берегів Криму проявляється у різкому згущенні та повороті ліній ізотропності палеогенових відкладів, змінюючи субмеридіональну орієнтацію.

Автори спробували прослідкувати ці розломи у межах акваторії Чорного моря по КЗ. Трасування Арцизько-Фрунзенського (Саратського) розлому, на погляд авторів, трактується в усіх друкованих

працях майже однозначно та не викликає сумніву. Можливо, це обумовлено тією обставиною, що траса розлому проходить переважно по суходолу.

Важливе значення Одеського розлому та його трасування по Чорному морю давно підмітили В. Ю. Хаїн та Я. П. Маловицький, які вважали, що це порушення (Одесько-Синопське, Трансчорноморське) тягнеться від Одеси до Південного берега Чорного моря між міст Амасра та Синоп, де воно з'єднується з гілкою Головного Анатолійського розлому, «розділяючи Чорноморський регіон на два великих сегменти: Добруджинсько-Західно-Анатолійський та Кавказько-Східно-Анатолійський» [10]. Вказані дослідники трасували це порушення під азимутом 150°. На регіональних геологічних картах воно трасується під близьким азимутом — 150—155°. На «Тектонической карте Юго-Запада СССР» [7] це порушення трасується двома гілками, західна з яких іде по близькому азимуту (165-170°), а східна, що ототожнюється з Одесько-

Тальновським розломом, проходить субмеридіо-нально та зливається з першою у 100 км на південь від Одеси, у зоні зчленування Скіфської плити і Східно-Європейської платформи.

За даними авторів обидві гілки цього порушення дешифруються у вигляді двох щільних систем лінеаментів (160° та 0°), серед яких важко віддати перевагу будь-якому з них для точного трасування. У зв'язку з цим автори обрали напрямки, які ближче за все відповідають таким, що зображені на регіональних тектонічних картах.

Найчіткіше дешифрується Одеський розлом на КЗ, одержаних з ШСЗ «Landsat», гірше — з «Океан-О» та NOAA. На зображеннях просліджується субмеридіональна лінійна аномалія фототону — межа водних потоків з різною насиченістю мулами. Місцезположення цієї лінійної аномалії контролюється палеоруслом Пра-Дніпра. Південніше шовної зони Одеський розлом просліджується як одна смуга до структури Одеська. Саме на цьому відрізьку розлом був активний на протязі всього часу свого існування. Він просліджується в незначних інгредієнтних зонах по поверхні відкладів докрейдового, пізньокрейдяного, ранньопалеоценового віку, в уступі рельєфу морського дна та контролює межі літофаціальних зон четвертинних морських відкладень. Неотектонічна активність розлому й обумовила його проявлення на КЗ.

Близькі висновки отримані при простежуванні Миколаївського розлому. На КЗ він трасується як субмеридіональна система лінеаментів завширшки 10—15 км від середини Тендровської коси до зони зчленування СП та ССП та далі на південь — як смуга лінеаментів з азимутом $165\text{—}170^\circ$ завширшки 20—25 км, що простежується приблизно до широти м. Севастополь [8, 9, 12]. Деякі з чітко виражених лінеаментів в зоні розлому трасуються між структурами Голіцина і Шмідта. Відображення найбільш активної частини розлому на КЗ обумовлене його успадкованим розвитком з докрейдового віку до сучасного, що підтверджено геофізичними та геоморфологічними дослідженнями.

На межі Скіфської плити та Східно-Європейської платформи на КЗ «віялоподібно» простежуються кілька субширотних серій зближених субпаралельних лінеаментів. Перша смуга лінеаментів завширшки 10—15 км йде від північної частини Тарханкутського півострова у бік Іллічівського підняття і далі майже на 100 км у цьому ж напрямку — на південний захід по азимуту 240° . Звідси ж йде смуга лінеаментів у напрямку Михайлівської западини завширшки 5—10 км (азимут 250°), яка збігається з Кримсько-Георгієвським розломом. Ширша смуга лінеаментів (20—30 км) та супутних їм за азимутом ($270\text{—}280^\circ$) фрагментів простежується у напрямку підняття Голіцина та далі на південний

захід, відхиляючись по азимуту 240° , до перетину з гілками Одеського розлому. На схід від Одеської структури ця смуга лінеаментів відслідковується ще близько 50 км. Натомість ще одна гілка лінеаментів простягається на захід (280°) та збігається з Болградським розломом. Таким чином, з певним ступенем ймовірності, можна сказати, що значна частина шовної зони знаходить своє відображення на КЗ у вигляді широкої смуги субширотних лінеаментів.

В місці перетину Одеського розлому з різноорієнтованими лінеаментами (субширотними та діагональними) в межах шовної зони утворився геодинамічний вузол, де можна очікувати осередки розущільнення порід, сприятливих для флюїдодинаміки. Ця структура розташована в межах припіднятого неотектонічного, просторово тяжіє до палеорусла Пра-Дніпра, і може бути перспективною для пошуків покладів ВВ.

В результаті дешифрування КЗ були виділені не тільки відомі регіональні і локальні розломи, що дешифруються як лінеаменти, але й нові лінеаменти та їх зони, що при геолого-геофізичній інтерпретації можуть набути рангу розломів та лінійних зон розущільнення порід (рис. 3). Так, на сейсмопрофілі 528847 субмеридіональному лінеаменту відповідає розлом, що ускладнює горизонти відбиття III та IV (теригенна товща нижньої крейди) на Східно-Голіцинській площі. Не виключено, що тут ідеться про крайній східний фрагмент Миколаївської зони порушень.

Субмеридіональна лінеаментна зона (Херсонська) розташована на схід від Миколаївського розлому, має ті ж самі індикаційні ознаки, що й Миколаївський, і може відповідати глибинному розлому. В межах цієї зони також виділяється ГФДС, де виходячи з літофаціальних властивостей та розповсюдження відкладів нижньої крейди в цій частині регіону можна очікувати наявності пасток ВВ.

Лінеаменти та відомі розломи утворюють в неотектонічному плані систему різноамплітудних блоків, де більш піднятим блокам відповідають аномалії фототону на КЗ. Ряд таких блоків розташовано на північ від структури Голіцина. В одному з них знаходиться органогенна споруда в коньяк-туронських відкладах верхньої крейди, яку дослідники УкрНДГРІ виділяють під назвою Біостромна. Аналогічні за індикаційними ознаками блоки розташовані північніше цієї структури. Особливості розповсюдження верхньої крейди в цьому районі дають підстави очікувати в цих блоках органогенні споруди на зразок Біостромної. З цих позицій можуть бути перспективними блоки, розташовані на схід від структури Шмідта. Слід звернути увагу на той факт, що при зіставленні лінеаментної сітки Північно-Західного шельфу Чорного і Азовського

морів та структурно-формаційної схеми Криму [13, 14] прослідковується досить чіткий взаємозв'язок лінементів обох акваторій з розломами Криму.

В результаті аерокосмогеологічних досліджень в Азовському та Північно-Західному шельфі Чорного морів в 1996 році була обгрунтована і рекомендована до апробації серія ГФДС, що викликають нафтогазопошукове зацікавлення. В 1998 р. у межах двох ГФДС [15] були виявлені промислові скупчення ВВ: Північно-Казантипське в Азовському і Безіменне в Чорному морях.

Досвід використання супутникової технології у вивченні геологічної будови та виявлення нафтогазопошукових об'єктів (Азовське та Північно-Західний шельф Чорного моря) дозволяють зробити висновок, що ця технологія, яка базується на матеріалах теплової та багатозональної космічних зйомок з комплексним використанням даних структурно-геоморфологічних досліджень, забезпечує рішення ряду геологічних задач на шельфі:

1. Вивчення розломно-блокової структури, оцінка неотектонічної активності блокових полів, виявлення і трасування лінійних зон напружено деформованого стану літосфери, в тому числі і тих, що ускладнені проявами розривних різноамплітудних деформацій.

2. Картування геофлюїодинамічних структур (ГФДС) літосфери, що відіграють першочергове значення у вертикальній міграції ВВ та формуванні вторинних покладів. Зв'язок таких покладів ВВ з геофлюїодинамічними структурами в Азовському та Північно-Західному шельфі Чорного морів носить закономірний характер і може бути використаний в якості нафтогазопошукового критерію. Так, в межах двох ГФДС, що виявлені в Азовському морі в 1996 р., в 1998 р. відкрито Північно- та Східно-Казантипські газоконденсатні родовища.

3. Прогнозування нафтогазопошукових об'єктів. Досвід дозволяє стверджувати, що теоретична модель нафтогазогеологічних, ландшафтних та гідрофізичних процесів, що складають наукову основу супутникової технології, адекватні реальним моделям, що забезпечує достатньо високу достовірність результатів дослідження.

Перспективи удосконалення та впровадження супутникової технології пов'язуються з глибшим вивченням комплексу геоіндикаційних ознак ландшафту морського дна та морської поверхні, взаємо-

дій фізико-хімічних процесів літосфери, гідросфери і атмосфери, геодинамічних, флюїодинамічних, неотектонічних та нафтогазогеологічних процесів, ширшої апробації технології у виробничому режимі.

1. Перерва В. М. Флюїодопровідні структури літосфери та їх роль у формуванні родовищ корисних копалин // Мінеральні ресурси України.—1997.—№ 1-2.—С. 24—30.
2. Перерва В. М. Спутниковая информация в изучении флюидопроводящих структур литосферы // Космична наука і технологія.—1998.—4, № 2/3.—С. 126—132.
3. Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. — Л.: Недра, 1982.—272 с.
4. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. — К.; Наук. думка, 1972.
5. Павлюк М. І., Богаєць О. Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. — К.: Наук. думка, 1978.—146 с.
6. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Пустыльников М. Р. и др. Геология шельфа УССР. Тектоника. — К.: Наук. думка, 1987.—150 с.
7. Гарецкий Р. Г., Глушко В. В., Крылов Н. А. и др. Тектоника нефтегазоносных областей Юго-Запада СССР (Объяснительная записка к Тектонической карте нефтегазоносных областей Юго-Запада СССР с использованием материалов космических съемок масштаба 1:500 000). — М.: Наука, 1988.—85 с.
8. Гавриш В. К. и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности акватории Азовского моря по данным дешифрирования и комплексной интерпретации космических снимков // Геол. журн.—1987.—47, № 4.—С. 11—18.
9. Чекунов А. В., Веселов А. А. Гилькмен А. И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. — К.: Наук. думка, 1976.—163 с.
10. Чекунов А. А., Миловицкий Я. П. Глубинные разломы и блоковое строение земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. — М.: Наука, 1975.—С. 308—316.
11. Чебаненко И. И. и др. Использование аэрокосмических снимков для выявления разломов и неотектонических движений Крыма и Приазовья // Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. — М.: Наука, 1988.—С. 12—16.
12. Шнюков Е. Ф. и др. Геология Азовского моря. — К.: Наук. думка, 1974.—247 с.
13. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. — М.: Наука, 1982.—112 с.
14. Борисенко Л. С., Плахотный Л. Г. Геодинамика Крымско-Азовского региона как следствие многоуровневого тектогенеза // Матер. конф. «Геодинамика Крымско-Черноморского региона». — Симферополь, 1997.—С. 31—36.
15. Перерва В. М., Лялько В. І., Шпак П. Ф. Флюїодопровідні структури і нафтогазоносність Азово-Черноморського регіону // Доп. НАНУ.—1997.—№ 4.—С. 136—138.