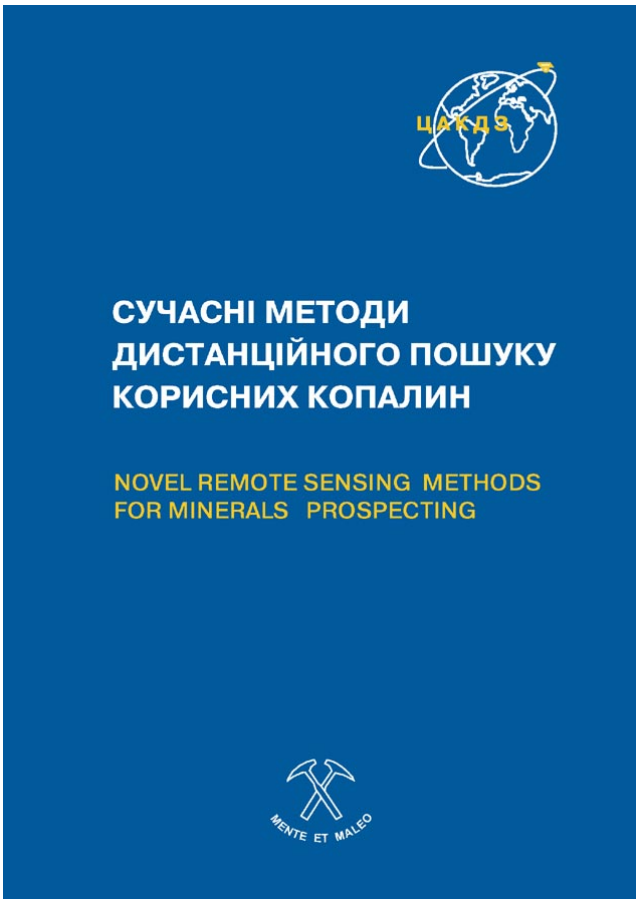
ЦАКДЗ

УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ

ONLINE
ISSN 2313-2132

13' 2017



Продовжуємо публікувати (по розділах) монографію “Сучасні методи дистанційного пошуку корисних копалин”, створеної колективом авторів Наукового центру аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України під редакцією В. І. Лялька та М. О. Попова (Київ: ДУ “Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України”, 2017. — 1 електронний опт. диск CD-ROM).

У монографії наведено і детально описано теоретико-методичні основи інформаційного інтегрування даних багатоспектрального аерокосмічного знімання, польової спектрометрії і геолого-геофізичних даних при вирішенні завдань дистанційного пошуку покладів корисних копалин на суходолі і морському шельфі, а також нові ефективні методи дистанційного пошуку покладів вуглеводнів та виявлення родовищ рудної і нерудної сировини.

Більшість з розроблених методів дистанційного пошуку покладів вуглеводнів пройшла апробацію на території Дніпровсько-Донецької западини і в акваторії Чорного моря. Розроблені методи було застосовано також при прогнозуванні покладів поліметалічних руд, гіпсу та гіпсоангідритів в різних регіонах України.

Розроблені методи дистанційного пошуку покладів корисних копалин на суходолі і шельфі можуть слугувати науковою основою при обґрунтуванні заходів раціонального природокористування та прийнятті інформаційних і управлінських рішень.

Автори сподіваються, що матеріали монографії будуть корисними для вчених і спеціалістів, які працюють над вирішенням різноманітних природоресурсних завдань і впровадженням нових перспективних геологічних і геоінформаційних технологій.

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
Інститут геологічних наук
Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі

УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ

Ukrainian Journal of Remote Sensing

№ 13 • 2017

Засновник:
Національна Академія наук України
Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі
Інституту геологічних наук
НАН України

Електронний
науковий фаховий журнал.
Заснований у березні 2014 року.
Виходить щоквартально.
Домашня сторінка: www. ujrs.org.ua
E-mail: o.kudriashov@ujrs.org.ua

Головний редактор

академік НАН України В. І. Лялько

Рекомендовано до видання
Вченою радою Наукового центру аерокосмічних досліджень Землі
Інституту геологічних наук НАН України та рішенням Відділення наук про Землю
Національної Академії наук України

Наказом МОН України від 7 жовтня 2015 року №1021 журнал включено до
Переліку електронних наукових фахових видань України у галузях технічних і
геологічних наук

© ЦАКДЗ 2017
Online ISSN 2313-2132

Електронний науковий фаховий журнал
УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ
№ 13• 2017
домашня сторінка www.ujrs.org.ua

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

В. І. ЛЯЛЬКО	головний редактор доктор геолого-мінералогічних наук, академік НАН України
М. О. ПОПОВ	заступник головного редактора доктор технічних наук
О. Т. АЗІМОВ	доктор геологічних наук
С. О. БАРТАЛЬОВ	доктор технічних наук (Росія, Москва)
В. Г. ВЕРХОВЦЕВ	доктор геологічних наук
Л. Д. ГРЕКОВ	доктор технічних наук
М. Д. ГРОДЗИНСЬКИЙ	доктор географічних наук, член-кореспондент НАН України
С. М. ЄСИПОВИЧ	доктор геологічних наук
Л. В. КАТКОВСЬКИЙ	доктор фізико-математичних наук (Білорусь, Мінськ)
С. С. КОХАН	доктор технічних наук
Н. М. КУССУЛЬ	доктор технічних наук
СТ. ЛЕВІНСЬКИЙ	доктор технічних наук (Польща, Варшава)
В. В. ЛУКІН	доктор технічних наук
М. М. ПОНОМАРЕНКО	доктор технічних наук
С. А. СТАНКЕВИЧ	доктор технічних наук
А. А. ТРОНІН	доктор геолого-мінералогічних наук (Росія, Санкт-Петербург)
О. Д. ФЕДОРОВСЬКИЙ	доктор фізико-математичних наук, член-кореспондент НАН України
В. Г. ЯКИМЧУК	доктор технічних наук

Секретар редакції О. В. Седлерова / тел. + 380 44 486 84 21 / sedlerovaolga@gmail.com
Верстка, коректура О. І. Кудряшов / тел. + 380 44 482 03 72 / o.kudriashov@ujrs.org.ua
Редактор сайту А. Ю. Порушкевич / a.porushkevych@ujrs.org.ua

Матеріали друкуються в авторській редакції.
Редакція залишає за собою право виправлення статей. Зроблені зміни узгоджуються з автором.
Якість ілюстрацій відповідає якості наданих авторами вихідних матеріалів.

Адреса редакції: Україна, 01054, м. Київ, вул. Олеся Гончара, 55-Б
тел. +380 44 486 94 05, 482 01 66; факс: +380 44 482 01 06, 486 14 30 / www.ujrs.org.ua

Online ISSN 2313-2132

Електронний науковий фаховий журнал
УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ
№ 13•2017
домашня сторінка www.ujrs.org.ua

ЗМІСТ

Методи і засоби одержання та інтерпретації аерокосмічної інформації

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТРЁХМЕРНОГО РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ В АВИАЦИОННОМ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕННО-ЧАСТОТНОМ РАДИОЛОКАТОРЕ
Б. Н. Федотов, С. А. Станкевич, Е. В. Цветков. 4

Проблеми використання інформації дистанційного дослідження Землі

ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ПРОГНОЗУВАННЯ ЗСУВНИХ ЯВИЩ ПРИДНІПРОВСЬКОЇ ЗОНИ М. КИЄВА НА ОСНОВІ МАТЕРІАЛІВ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ МЕТОДІВ
Н. В. Пазинич 10

СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ЩОДО ФОРМУВАННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ТА МОРФОЛОГІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ ПОВЕРХНЕВОЇ ОБОЛОНКИ ПЛАНЕТИ
С. М. Єсипович 17

ЗМІНИ КЛІМАТИЧНИХ ТЕНДЕНЦІЙ В РАЙОНІ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА
В. О. Кравченко, О. М. Євтушевський 29

ГЕОЛОГІЧНІ ТА ГЕОДИНАМІЧНІ ПЕРЕДУМОВИ ВІДКРИТТЯ ПРОМИСЛОВИХ ПОКЛАДІВ ВУГДЕВОДНІВ В ПІВНІЧНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ
С. М. Єсипович, Н. І. Єсипович, А. Д. Бондаренко, О. В. Титаренко 38

Правила та рекомендації для авторів (ua, ru). 53

Анонси. Нова монографія Центру

СУЧАСНІ МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО ПОШУКУ КОРИСНИХ КОПАЛИН
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО ПОШУКУ ПОКЛАДІВ ВУГЛЕВОДНІВ
Підрозділи 2.1, 2.2, 2.3 (С. 20–38). 57

Online ISSN 2313-2132

УДК 621.396.96

Восстановление трёхмерного рельефа местности в авиационном интерферометрическом пространственно-частотном радиолокаторе

Б. Н. Федотов [1], С. А. Станкевич [2] *, Е. В. Цветков [1]

[1] *Национальный университет обороны Украины им. И. Черняховского, Киев, Украина*

[2] *ГУ "Научный центр аэрокосмических исследований Земли ИГН НАН Украины", Киев, Украина*

В статье рассмотрен метод формирования трёхмерного радиолокационного изображения рельефа местности в авиационном двухантенном интерферометрическом пространственно-частотном радиолокаторе. Основной особенностью метода выступает параллельное получение двумерных пространственно-частотных спектров радиолокационного отражения и его производной для последующего синтезирования. Предложена структура построения такого интерферометрического радиолокатора, приведены соотношения для расчёта его основных характеристик. Рассмотрен алгоритм восстановления рельефа земной поверхности относительно референсной горизонтальной плоскости.

Ключевые слова: интерферометрический радиолокатор, двумерный пространственно-частотный спектр, рельеф местности, частотно-ограниченная плоскость, зондирующий сигнал, структурная схема

© Б. Н. Федотов, С. А. Станкевич, Е. В. Цветков. 2017

Введение

Радиолокационная съёмка земной поверхности позволяет более эффективно решать множество природоресурсных, научных и специальных задач. Современные радиолокаторы с синтезированием апертуры (РСА) обеспечивают получение детальной информации об объектах местности [10]. Интерферометрический режим радиолокационной съёмки также позволяет прецизионно оценивать превышения точек местности.

В обычном режиме съёмки РСА изображение полосы (кадра) зондирования формируется в координатах "задержка — пространственная частота". Затем в предположении, что земная поверхность плоская, координаты пересчитываются в систему "дальность — путевая дальность". Рельеф местности искажает масштаб радиолокационного изображения (РЛИ) пропорционально превышениям элементов поверхности.

Интерферометрический режим РСА обеспечивает формирование трёхмерного РЛИ местности в координатах "дальность — путевая дальность — высота" для каждого разрешаемого элемента. Информация о функции отражения по наклонной и путевой дальности получается классическим для РСА способом. Для получения информации о высоте рельефа местности используется дополнительный канал измерения угла места каждого элемента разрешения [8].

Постановка задачи

В авиационных РСА используется антенная система, состоящая из двух разнесённых по углу места антенн. Сдвиг фаз сигналов интерферометра и несёт информацию о высоте рельефа [9]. В дифференциальном интерферометрическом режиме РСА фиксируются изменения высоты от одного разрешаемого элемента к другому, а на изображении местности в координатах "наклонная дальность — путевая дальность" выводятся линии равных углов места.

Повышение точности измерения высоты в имеющихся авиационных интерферометрических РСА достигается путями [2]:

- увеличением базы интерферометра;
- повышением отношения "сигнал — шум" в канале измерения фазы интерферометрического сигнала (несколько обзоров при некогерентном накоплении сигналов РСА);
- использованием пространственно-временного фильтра слежения за фазой сигнала.

Точность измерения высоты рельефа определяется точностью измерения высоты полёта носителя РСА H, наклонной дальности до элемента разрешения R, углов наклона осей диаграмм направленности антенн интерферометрической РСА γ и угла места элемента разрешения зондируемой поверхности [6]. Математическое ожидание ошибок измерения высоты увеличивается при увеличении площади элемента разрешения. Улучшение разрешающей способности РСА классической структуры до долей метра приводит к существенному ограниче-

* E-mail: st@casre.kiev.ua

нию дальности действия [5], для преодоления которого необходимо использовать новые подходы, например, как в [3].

Целью данной статьи является рассмотрение одного из возможных конкурентных технических решений построения авиационного интерферометрического радиолокатора с синтезированием двумерного спектра.

Метод

Структура рассматриваемого радиолокатора может быть сформирована на основе теории воспроизведения трёхмерного РЛИ сцены по методу пространственных частот [4]. Аналитическое описание формирования трёхмерного РЛИ сцены имеет вид:

$$y(x_2,x_3)=\frac{\beta_D(x_2,x_3)}{\alpha_D(x_2,x_3)}, \quad (1)$$

$$\chi(x_2,x_3)=\mathrm{P}\left|\alpha_D(x_2,x_3)\right|, \quad (2)$$

где

$$\alpha(x_2,x_3)=\frac{1}{2\sqrt{p^3}}\mathrm{Re}\int\limits_{p_0-\Delta p_2}^{p_0+\Delta p_2}\int\limits_{-\Delta p_3}^{+\Delta p_3}\frac{\rho(0,p_2,p_3)}{|\sqrt{p_2^2+p_3^2}|}e^{i(p_2x_2+p_3x_3)}$$

$$dp_2dp_3=\frac{1}{p}\chi(x_2,x_3)\cdot e^{ipx_2}, \quad (3)$$

$$\beta(x_2,x_3)=\frac{1}{2\sqrt{p^3}}\mathrm{Im}\int\limits_{p_0-\Delta p_2}^{p_0+\Delta p_2}\int\limits_{-\Delta p_3}^{+\Delta p_3}\frac{\partial}{\partial p_1}\left[\frac{\rho(\overline{p})}{|\sqrt{p_2^2+p_3^2}|}\right]_{p_1=0}e^{i(p_2x_2+p_3x_3)}\,dp_2dp_3$$

$$e^{ip_0x_2}\cdot\chi\cdot x_1(x_2,x_3)=e^{ip_0x_2}\cdot\chi(x_2,x_3)\cdot y_1(x_2,x_3), \quad (4)$$

$\chi\ (x_2, x_3)$ — проекция функции отражения поверхности сцены и объектов на ней на плоскость (x^2, x^3) — плоскость визирования сцены зондирования, $y\ (x_2, x_3)$ — рельеф местностиотносительно плоскости визирования, p_0 — пространственная частота зондирования по координате p_2.

Вектор $\overline{p}$ частотного пространства по направлению совпадает с единичным вектором, который направлен от начала координат внутри отражающей поверхности сцены (цели) к точке расположения приёмопередатчика РСА, совпадает с центром трёхмерной пространственной системы координат и количественно равен

$$p=|\overline{p}|=\frac{2\omega}{c}, \quad (5)$$

где ω— угловая частота гармонического сигнала зондирования, c — скорость света.

Функция $\rho(\overline{p})$ соответствует принятому и измеренному отражённому гармоническому сигналу зондирования в общем случае в точках сферы радиуса R вокруг сцены (участка) радиолокационной съёмки. Центры частотной и пространственной систем координат и их оси p_1, p_2, p_3 и x_1, x_2, x_3 соответственно совпадают.

Измерение отражённых сигналов $\rho(\overline{p})$ проводится на прямоугольной частотно-ограниченной плоскости (ЧОП) D (рис. 1) частотного пространства при движении носителя по дуговой траектории в горизонтальной плоскости относительно центра сцены зондирования (рис. 2).

Разрешающие способности по координатам наклонной δ_2 и путевой δ_3 дальностей соответственно равны

$$\delta_2(x_2)=\frac{\mathrm{P}}{\Delta p_2},\quad \delta_3(x_3)=\frac{\mathrm{P}}{\Delta p_3}, \quad (6)$$

где $2\Delta p_2$, $2\Delta p_3$ — диапазоны пространственных частот по соответствующим координатам трёхмерного частотного пространства, определяющие сторонынрямоугольной ЧОП D.

Объём сцены зондирования ограничен как произведением ширины диаграммы направленности (ДН) антенны на дальность до сцены в азимутальной и угломестной плоскости, так и длительностью принимаемого отражённого зондирующего сигнала. Поэтому измерения можно осуществлять в дискретных точках прямоугольной ЧОП и двумерное преобразование Фурье от непрерывных функций $\frac{\rho(0,p_2,p_3)}{|\sqrt{p_2^2+p_3^2}|}$ и $\frac{\partial}{\partial p_1}\left[\frac{\rho(\overline{p})}{|\sqrt{p_2^2+p_3^2}|}\right]_{p_1=0}$ заменить двумерным дискретным преобразованием Фурье (ДПФ).

В этом случае временной интервал дискретизации Δt по координате путевой дальности равен периоду следования зондирующего сигнала T

$$\Delta t=T\le\frac{d}{2V}, \quad (7)$$

где d — горизонтальный размер приёмо-передающей антенны, V — путевая скорость носителя.

Зондирующим сигналом являются радиоимпульсы со ступенчатой линейной частотной модуляцией (рис. 3).

Длительность зондирующих импульсов с постоянной несущей, дискретно перестраиваемой от импульса к импульсу, равна

$$\tau\ge\frac{2\Delta R}{c}, \quad (8)$$

где ΔR — размер сцены по координате наклонной дальности.

Число импульсов с постоянной несущей

$$n\ge\frac{\Delta R}{\delta_2}, \quad (9)$$

и период следования зондирующего сигнала

$$T\ge 2\,n\,t. \quad (10)$$

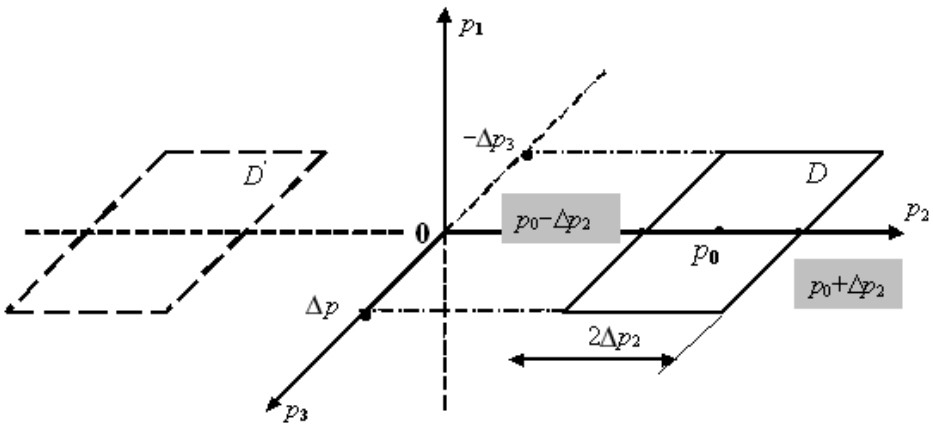


Рис. 1. Частотно-ограниченная плоскость интерференционной съёмки

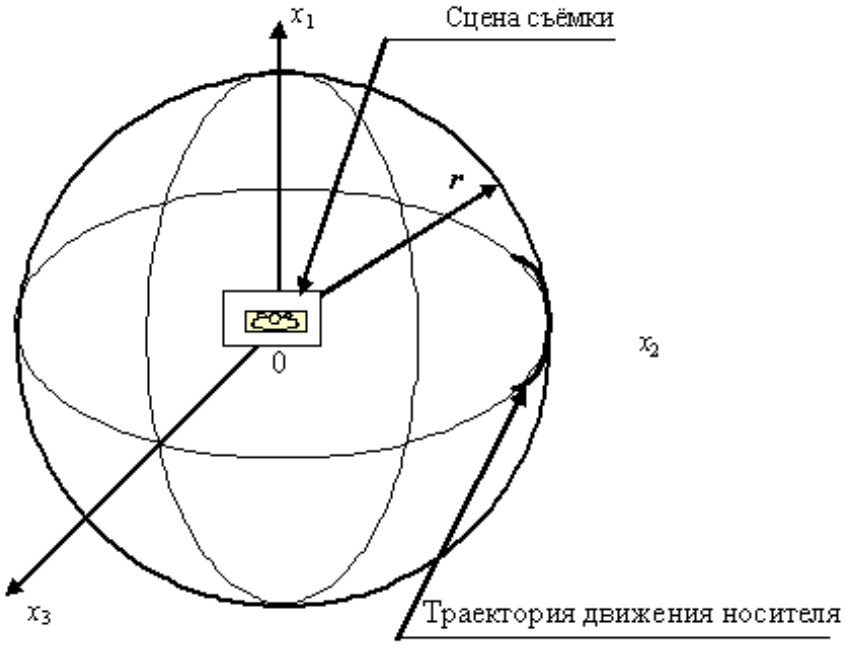


Рис. 2. Пространственная траектория зондирования — дуга в горизонтальной плоскости

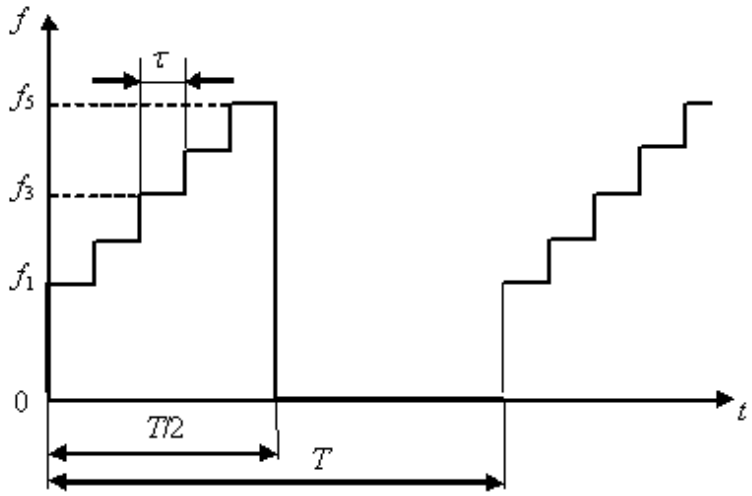


Рис. 3. Структура зондирующего сигнала

С учётом (7)–(9) выражение (10) преобразуется к виду

$$\frac{d}{2V} \geq 2\frac{\Delta R}{\partial_2} \cdot \frac{2\Delta R}{c}. \qquad (11)$$

При равном разрешении по наклонной и путевой дальностями $\delta_2 = \delta_3 = d/2$ максимальный размер кадра наблюдения по наклонной дальности ΔR можно определить из соотношения

$$\Delta R \leq \frac{d}{4}\sqrt{\frac{c}{V}}. \qquad (12)$$

Например, для $\Delta R = 1$ *км* при установке интерферометрического радиолокатора с синтезированием двумерного пространственного спектра на низкоскоростной ДПЛА при скорости $V = 50$ *м/с*, структурное ограничение на обеспечиваемое разрешение составляет

$$\delta_2 = \delta_3 \geq 2\Delta R\sqrt{\frac{c}{V}} = 2 \cdot 10^3 \cdot \sqrt{\frac{50}{3 \cdot 10^8}} = 0.82 м \qquad (13)$$

Для получения рельефа местности относительно плоскости визирования необходимо измерять функцию отражения $\rho(\bar{p})$ и её частные производные $\frac{\partial\rho(\bar{p})}{\partial p_1}$ по координате p_1в дискретных точках ЧОП трёхмерного частотного пространства на траектории синтезирования двумерного пространственного спектра сцены зондирования.

В авиационных интерферометрических РСА оценка производной функции отражения сцены зондирования производится по измерениям отношений приращении отражённого сигнала по углу места к соответствующему изменению проекции пространственной частоты на координату p_1, т. е.

$$\frac{\partial\rho(\bar{p})}{\partial p_1} \approx \frac{\rho(0, p_2, p_3) - \rho(a, p_2, p_3)}{a}. \qquad (14)$$

Схемотехнически это означает, что в точках формирования дискретных значений пространственного спектра кадра РЛИ — точках траектории съёмки необходимо использовать две антенны. Эти антенны разнесёны по углу места на определённое расстояние h. В процессе съёмки измеряются и записываются отражённые сигналы обеих приёмо-передающих антенн в точках частотного пространства прямоугольной ЧОП (p_1=0, p_2, p_3) и (p_1=a, p_2, p_3).

Сигналы этих двух антенных систем оптимальным образом принимаются когерентными приёмниками с идентичными характеристиками, оцифровываются, и пересчитываются по формуле (14) в оценку производной отражённых сигналов по координате p_1 в каждой точке ЧОП. При этом ∂p_1 аппроксимируется величиной

$$a = \frac{p_2 h}{R}. \qquad (15)$$

Интервал дискретизации измерений пространственной частоты p_2 равен

$$\delta p_2 = \frac{2\Delta p_2}{n} = \frac{2P}{\Delta R}, \qquad (16)$$

тогда шаг дискретизации частоты излучаемого сигнала

$$\delta f_2 = \frac{c}{2\Delta R} \qquad (17)$$

и диапазон частот излучаемого зондирующего сигнала

$$\delta f_2 = \frac{c}{2\Delta R}. \qquad (18)$$

Интервал дискретизации по координате p_3 соответствует расстоянию $d/2$ на траектории синтезирования двумерного спектра сцены съёмки. Этот линейный интервал дискретизации соответствует частотному интервалу дискретизации по координате p_2 при $\delta_2 = \delta_3$.

При выборе размеров сцены по наклонной и путевой дальностям одинаковыми минимальное число периодов зондирующего сигнала m равно

$$m = \frac{2\Delta R}{d}. \qquad (19)$$

Для уменьшения времени обработки ДПФ обычно заменяется на быстрое преобразование Фурье (БПФ).

Полученный относительно плоскости визирования рельеф y_1 (x_2, x_3) сцены съёмки пересчитывается в трёхмерную систему декартовых координат. Её начало отсчёта определяется пересечением оси ДН антенны с горизонтальной плоскостью, расположенной на расстоянии H под носителем. Ось горизонтальной дальности x совпадает с проекцией оси ДН антенны на горизонтальную плоскость.

Техническое решение

Вывод практических соотношений для пересчёта рельефа сцены относительно плоскости визирования в рельеф сцены относительно плоской горизонтальной поверхности, расположенной на расстоянии H ниже носителя поясняется рис. 4.

Для произвольной точки A сцены в трёхмерной системе координат с центром внутри зондируемого участка местности проекция на плоскость визирования соответствует точке B, а её координаты равны $A(y_1(x_2, x_3)=|AB|, x_2=|O'B|, x)$.

Пересчёт в декартову систему координат с осями xyz, где плоскость xy горизонтальна, выполняется по стандартным формулам [6]:

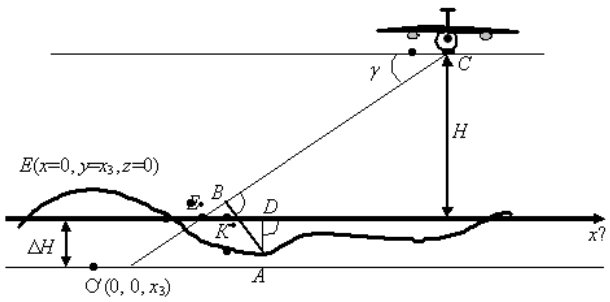


Рис. 4. Восстановление рельефа местности в точке съёмки

$$z_A = |AD| = [y_{1A}(x_2, x_3) - (x_{2A} - \frac{\Delta H}{\sin\gamma})\ \mathrm{tg}\ \gamma]\cos\gamma, \quad (20)$$

$$y_A = x_{3A}, \quad (21)$$

$$x_A = \frac{x_{2A} - \frac{\Delta H}{\sin\gamma}}{\cos\gamma} + \left[y_{1A}(x_2, x_3) - \left(x_{2A} - \frac{\Delta H}{\sin\gamma} \right) tg\gamma \right] \sin\gamma; \quad (22)$$

здесь γ — угол визирования, ΔH — расстояние от центра сцены до горизонтальной плоскости на поверхности Земли; $y_{1A}(x_2, x_3) = x_{1A}, x_{2A}, x_{3A}$ — координаты точки A в выбранной пространственной системе координат.

Структурная схема интерферометрического радиолокатора, реализующего описанный принцип синтезирования двумерного пространственного спектра, приведена на рис. 5.

Интерферометрический радиолокатор функционирует под управлением бортового процессора 1. После выхода на траекторию съёмки в процессе обработки принимаемых сигналов выполняется имитация движения носителя по виртуальной дуговой траектории. Блок управления и привод 4 антенной системы 3 обеспечивают необходимую пространственную ориентацию и стабилизацию ДН по сигналам акселерометров 5. В паре приёмопередатчиков 6 формируются зондирующие сигналы и осуществляется их когерентный приём после отражения от снимаемой поверхности. Аналогово-цифровые преобразователи переводят принятые сигналы в цифровую форму. В компенсаторе отклонений 9 выполняется фазовая коррекция принятых сигналов по расчётам вычислителя фазовой коррекции 8 и тем самым имитируется движение носителя по виртуальной траектории съёмки. Предварительная фильтрация в блоках 10, 11 и 12 предназначена для определения средних значений принятых дискретных комплексных сигналов на каждой несущей частоте зондирующих импульсов на максимально возможном интервале дискретизации (16). Процессор формирования изображений 14 восстанавливает дискретные действительные значения радиолокационного отражения сцены, которые записываются в память изображений 15. Устройство отображения 16 формирует визуальное изображение сцены с учётом информации о превышениях элементов разрешения.

Выводы

Рассмотренный подход к построению авиационного интерферометрического радиолокатора с синтезированием двумерного пространственного спектра отличается от известных тем, что для улучшения точности измерения высот рельефа участка местности практически не требуется увеличение вертикального размера антенной системы. Кроме того, технически достижимые энергетические показатели таких систем при разрешении порядка дециметров могут быть несколько лучшими, чем у применяемых в настоящее время интерферометрических РСА классической архитектуры.

В дальнейших исследованиях целесообразно рассмотреть конкретную возможную конструкцию антенной системы интерферометрического радиолокатора с синтезированием двумерного пространственного спектра, а также определить рациональные диапазоны рабочих скоростей, высот и дальностей действия при использовании интерферометрического режима для решения некоторых специфических задач радиолокационной

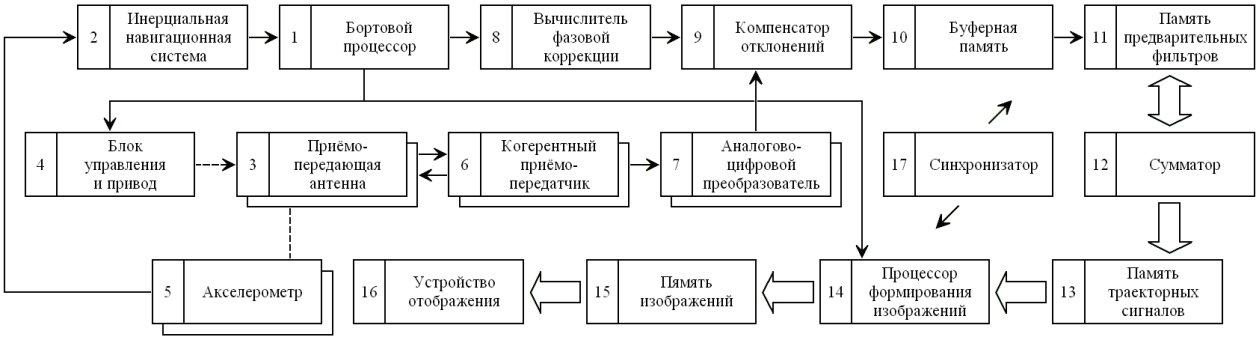


Рис. 5. Структурная схема интерферометрического радиолокатора с синтезированием двумерного спектра пространственных частот

съёмки, таких как мониторинг предвестников и последствий природных и техногенных катастроф [1], выбор и контроль качества временных посадочных площадок.

Отдельной задачей выступает верификация описанного метода, хотя бы теоретическая: для этого требуется рассчитать величины ошибок измерения высоты рельефа в различных возможных условиях интрферометрической радиолокационной съёмки при различных допустимых значениях характеристик РСА и параметров полёта.

Литература

1. Комплексирование методов анализа амплитуды и фазы спутниковых радарных снимков для оценки смещений оползневых склонов / Киселёва Е. А [и др.]. // Вестник Московского Университета. Физика. Астрономия. — 2015. — № 4. — С. 87–94.
2. Кондратенков Г. С. Радиовидение. Радиолокационные системы дистанционного зондирования Земли / Г. С. Кондратенков, А. Ю. Фролов. -— М.: Радиотехника, 2005. — 368 с.
3. Федотов Б. М. Спосіб синтезування апертури РЛС бокового огляду і пристрій для його здійснення / Б. М. Федотов, С. А. Станкевич, С. О. Пономаренко / Патент України на винахід № 92116. — 2010. — Бюл. № 18.
4. Федотов Б. Н. Воспроизведение трёхмерного радиолокационного изображения сцены по методу пространственных частот / Б. Н. Федотов // Радиотехника. — 2014. — № 177. — С. 20–27.
5. Федотов Б. Н. Методика построения рабочих областей параметров “разрешающая способность — дальность действия” радаров с синтезированной апертурой / Б. Н. Федотов, С. А. Станкевич // Радиоэлектронные и компьютерные системы. — 2014. — № 1(65). — С. 7–12.
6. Geometrical SAR image registration / Sansosti E. E. [et al.]. / / IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2006. — Vol.44. — No. 10. — P. 2861–2870.
7. Phase offset calculation for airborne InSAR DEM generation without corner re?ectors / Perna S. [et al.]. // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2015. — Vol. 53. — No. 5. — P. 2713–2726.
8. Simons M. Interferometric synthetic aperture radar geodesy / M. Simons, P. A. Rosen // Treatise on Geophysics / G. Schubert (editor-in-chief). — Oxford: Elsevier, 2015. — P. 339–385.
9. Towards airborne single pass decimeter resolution SAR interferometry over urban areas / Schmitt M. [et al.]. // Photogrammetric Image Analysis. — Berlin: Springer–Verlag, 2011. — P. 197–208.
10. Very-high-resolution airborne synthetic aperture radar imaging: Signal processing and applications / Reigber A. [et al.]. // Proceedings of the IEEE. — 2013. — Vol. 101. — No. 3. — P. 759–783.

ВІДНОВЛЕННЯ ТРИВІМІРНОГО РЕЛЬЄФУ МІСЦЕВОСТІ В АВІАЦІЙНОМУ ІНТЕРФЕРОМЕТРИЧНОМУ ПРОСТОРОВО-ЧАСТОТНОМУ РАДІОЛОКАТОРІ

Б. М. Федотов, С. А. Станкевич, Є. В. Цветков

В статті розглянуто метод формування тривимірного радіолокаційного зображення рельєфу місцевості в авіаційному двохантенному інтерферометричному просторово-частотному радіолокаторі. Основною собливістю метода виступає паралельне одержання двовимірних просторово-частотних спектрів радіолокаційного відбиття та його похідної для подальшого синтезування. Запропоновано структуру побудови такого інтерферометричного радіолокатора, наведено співвідношення для розрахунку його основних характеристик. Розглянуто алгоритм відновлення рельєфу земної поверхні відносно референсної горизонтальної площини.

Ключові слова: інтерферометричний радіолокатор, двовимірний просторово-частотний спектр, рельєф місцевості, частотно-обмежена площина, зондувальний сигнал, структурна схема

THREE-DIMENSIONAL TERRAIN ELEVATION RESTORATION IN AIRBORNE INTERFEROMETRIC FREQUENCY-DOMAIN RADAR

B. N. Fedotov, S. A. Stankevich, E. V. Tsvetkov

This paper is devoted to the method for a three-dimensional radar image restoration of terrain elevations using airborne two-antenna interferometric frequency-domain radar. A method’s main feature is the parallel obtaining of two-dimensional frequency-domain spectra both of radar terrain echo and its derivative for next synthesizing. The architecture of such interferometric radar is proposed, and math equations for one’s performance calculation are presented. The numerical algorithm for the terrain elevations calculation over an arbitrary horizontal plane is developed.

Keywords: interferometric radar, two-dimensional frequency-domain spectrum, terrain elevations, frequency-bounded plane, probing signal, block diagram

УДК 528.88:(551.4.012:624.131.453)(477-25)

Дослідження та прогнозування зсувних явищ Придніпровської зони м. Києва на основі матеріалів дистанційного зондування Землі та геоморфологічних методів

Н. В. Пазинич *

ДУ "Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України", Київ, Україна

В статті представлено результати дослідження зсувів правобережної частини м. Києва на основі космічних знімків, цифрових моделей рельєфу із застосуванням двох геоморфологічних методів - морфодинамічного аналізу та пластики рельєфу. Результатом комплексування геоморфологічних методів стало укладання синтетичної карти динамічної пластики рельєфу, де відображена каркасна та площадна структури рельєфу. Проведене зіставлення геоморфологічних побудов зі зсувними тілами дозволило виділити зони та ділянки підвищеної небезпеки зсувоутворення.

Ключові слова: Придніпровська зсувна зона, матеріали дистанційного зондування Землі, геоморфологічні дослідження, чинники зсувоутворення, мофодинамічний аналіз, пластика рельєфу

© Н. В. Пазинич. 2017

Вступ

Зсуви, особливо в межах великих міст, відносяться до природних об'єктів, що можуть створювати значні екологічні проблеми. Роботи по дослідженню зсувних процесів, моніторингу зсувонебезпечних зон та окремих зсувів є однією з чисельних тематик Наукового центру аерокосмічних досліджень Землі. Дослідженнями фахівців Центру встановлено зв'язок зсувів з геодинамічними зонами, які є проявом на денній поверхні глибинних розломів, проаналізовано вплив антропогенного чинника, як каталізатора зсувної діяльності, проведено чисельні польові спостереження. Результати багаторічних досліджень центру подано у ряді публікацій [7, 8, 9, 10].

Зсування та сповзання поверхневих мас — це природні процеси гравітаційного генезису, інтенсивність яких змінюється у часі. Сучасна активізація зсувних явищ на території міста Києва спровокована антропогенною діяльністю, особливо в межах схилових поверхонь. Спостерігаються зсуви корінного плато Придніпровської зони, а також в районі київських "гір" — Батиєвої, Замкової, Багринової, Лисої, Черепанової та ін. Факторами активації зсувних процесів є підрізування схилів, порушення дренажу, надмірного навантаження висотними будівлями.

Використання матеріалів дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) дає можливість уточнювати місцеположення сучасних зсувів, виявляти ділянки активізації та провадити моніторинг процесів зсування та сповзання. Дослідження зсувів на основі космічних даних дозволяють визначити динаміку та прогнозувати виникнення небезпечних процесів, пов'язаних зі зсувоутворенням і активізацією вже стабілізованих зсувів. Метою використання матеріалів ДДЗ є розпізнання і визначення ступені безпечності тих чи інших ділянок для життєдіяльності в межах міста Києва, а саме в найбільш небезпечній Придніпровській зоні.

Денудація схилів є постійним природним процесом спрямованим на загальне вирівнювання поверхні, що полягає у сповзанні, зсуванні, обвалюванні, ерозійному розмиві тощо. В межах м. Києва активізація зсувоутворення зумовлена рядом чинників. До постійних чинників, що зумовлюють розвиток гравітаційних процесів у місті, і в першу чергу зсувних, належить геологічне середовище (поверхневі вологоємні суглинки, що підселюються водотривкими верствами), відносні перевищення поверхні, наявність значного базису ерозії та певних особливостей рельєфу. Гідрометеорологічний чинник є змінною величиною і у весняно-осінній період може активувати зсувоутворення. Постійно зростає значення техногенного навантаження на схили та прилеглі ділянки як дестабілізуючого чинника, що провокує утворення та активізацію зсувів. Схематично розвиток зсувних процесів має структуру синусоїди де чередуються етапи стабілізації, активізації процесу і його затухання і знову періоду стабілізації.

Методи геоморфологічних досліджень

Рельєф разом з геологічними умовами є визначальним, постійними чинником виникнення зсувів і тому геоморфологічні дослідження мають непересічне значення при прогнозуванні зсувних процесів. Геоморфологічні дослідження вирізняються різноманіттям і мають беззаперечне прикладне зна-

* E- mail: pazynych_nv@i.ua

чення у багатьох наукових напрямах: структурній геоморфології, пошуковій геоморфології, геоекологічних дослідженнях, інженерній геоморфології, тощо.

За класичними геоморфологічними канонами дослідження рельєфу та рельєфоформуючих процесів має проводитись за трьома напрямами вивчення — морфології, генезису та віку. Це так звана геоморфологічна тріада. Натомість, за останні десятиріччя сформувались два перспективних напрями — метод морфодинамічного аналізу, розроблений у Санкт-Петербурзькому університеті [1, 5, 6], та метод пластики рельєфу започаткований у Пущінському інституті ґрунтознавства РАН [2–4, 11, 12, 13]. Обидва ці методи мають різне прикладне спрямування проте їх об'єднує те, що в основу покладено аналіз морфології та певні побудови, що базуються на гіпсометричних показниках Земної поверхні.

Для визначення ділянок, що мають схильність для формування зсувів в межах Придніпровської зони м. Києва, застосовано морфодинамічний аналіз. Денна поверхня Землі це площина, яка контролює переміщення речовини поступове або катастрофічне, що відбувається внаслідок надходження кінетичної енергії від злив, сніготанення, сонячної теплової енергії, антропогенних впливів тощо. Причому це все відбувається в полі дії гравітаційних сил. Для виявлення закономірностей цих переміщень Земна поверхня розчленовується умовними лініями на грані. Ці лінії являються каркасом рельєфу. Лінії, що з'єднують точки абсолютних максимумів (гребеневі), відбивають верхню частину грані, а лінії, що з'єднують точки абсолютної мінімумів (кільові або дренажні) — нижню частину грані. Ці лінії проводяться за даними абсолютних позначок поверхні — горизонталей топографічних карт або даних цифрових моделей рельєфу (ЦМР). У ході досліджень було проведено попередню комп'ютерну обробка даних ЦМР з метою побудови каркасної мережі рельєфу, що дозволило отримати дренажні лінії (кільові) та гребеневі. Слід зазначити, що отримана таким шляхом мережа є достатньо схематичною, іноді алогічною і часто не відповідає реальному стану структури рельєфу. Ця базова каркасна структура після редагування, що полягало у максимальному узгодженні з рельєфом, була використана при морфодинамічному аналізі Придніпровської зсувної зони (рис. 1).

Отже виділивши окрему грань, що має певний нахил, маємо можливість визначити напрямок руху речовини та його інтенсивність в залежності від нахилу поверхні. Нахил грані рельєфу є змінним і характеризується окремими перегинами (опуклими і увігнутими). Опуклі перегини, зазвичай, ситуаційно розташовані у верхній частині схилу (верхня бровка), саме там відбувається відрив маси ґрунтів і зсування до базису денудації. В межах увігнутих перегинів рельєфу швидкість переміщення речовини по поверхні зменшується. У нижній частині схилу (нижня бровка) накопичуються зсувні маси після переміщення. Кільові лінії проводяться шляхом з'єднання точок мінімальних екстремумів і крім того, що відбивають нижню частину грані рельєфу, визначають трасу концентрації потоку і напрям переміщення речовини по Земній поверхні. Гребеневі лінії відповідають вододілам, і окреслюють площі окремих басейнів (рис. 2).

На рисунку гребеневі лінії визначають межі окремих басейнів, або території окремих водозборів. Саме в межах площі басейну формуються умови, що можуть призвести до зсуву. До таких умов належать площа басейну, кути нахилу поверхні, стан літооснови, рослинності, кількість опадів та антропогенний вплив (будівництво, виливи з гідромережі, тощо). Контури зсувів, уточнені за матеріалами ДЗЗ, та їх нумерація, використані за даними геологічного підприємства "Північгеологія". Ділянка зсувів від №VII до №XVI знаходиться на правому схилі долини р. Дніпро (Придніпровська зсувна зона) і починається на північний схід від стадіону "Динамо" і простягаються на південних схід вздовж Паркової алеї.

Гребеневі лінії відповідають вододілам, саме на ділянках прилеглих до них формуються області тріщин відриву і починається рух зсувних мас. Поверхня між гребеневою лінією і верхньою бровкою схилу є ділянкою де процеси антропогенні або погодні можуть стимулювати виникнення зсувів. Треба зазначити, що більшість зсувів у Києві знаходяться в стані спокою, тобто динамічної рівноваги. Вироблений профіль схилу може достатньо довгий час бути стабільним поки якійсь з чинників не активує зсувну діяльність. Фізичний зміст кільових або дренажних ліній полягає у визначенні ймовірних трас руху поверхневих речовинних потоків. З максимальною вірогідністю траса руху зсувного тіла буде контролюватися напрямом вже сформованої дренажної лінії.

Разом з гребеневими лініями дренажні лінії окреслюють долини і напрями руху поверхневих мас (води, ґрунтів, поверхневих відкладів) в межах долин і схилів. При виділенні каркасної мережі використовувались як данні гіпсометрії так і матеріали ДЗЗ. У Придніпровський зоні зсувонебезпечні долини короткі довжиною до 200 *м*, а глибина їх досягає 60–70 *м*. Саме у таких коротких і глибоких долинах створюються умови для чіткої інсоляційної експозиції південних схилів, які мають краще освітлення і на космічних знімках виділяються більш світлим фототоном (рис. 3).

На рисунку представлено фрагмент КЗ ділянки нижче Маріїнського палацу. Літерами А позначено більш освітлені схили південної експозиції, а літерами Б більш темні схили північної експозиції. Схили південної експозиції отримують більше сонячної енергії і в їх межах активніше протікають екзогенні

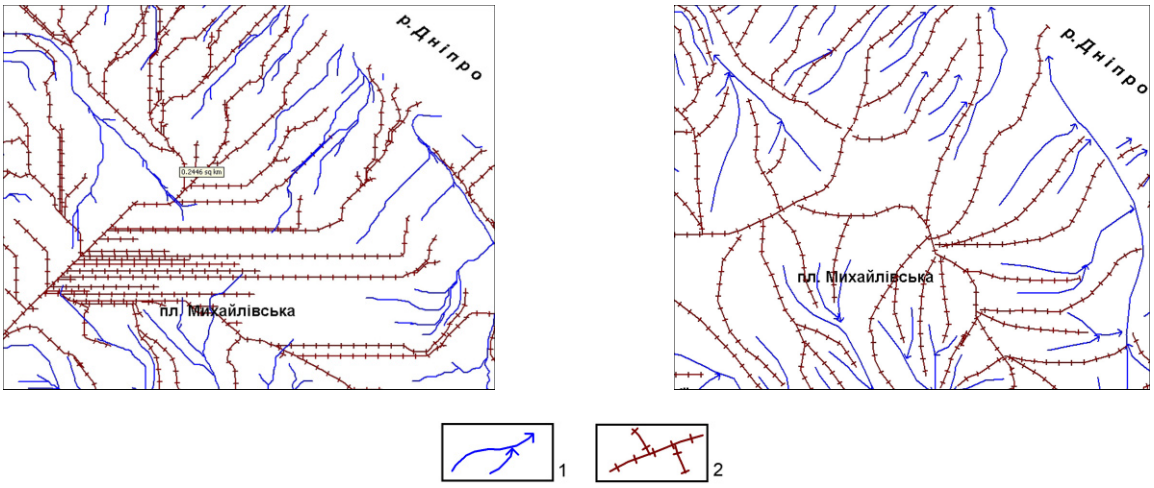


Рис. 1. Каркасна структура рельєфу (А — комп'ютерні побудови до редагування, Б — відредагована каркасна структура).
1 — дренажні лінії, 2 — гребеневі лінії

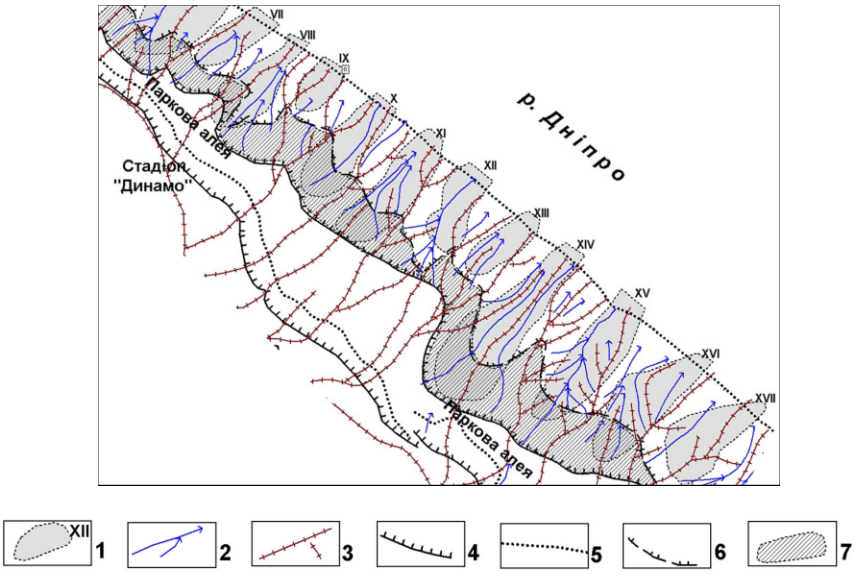


Рис. 2. Зсуви Центральної ділянки Придніпровської зони.
1— зсуви та їх номери; 2 — дренажні лінії; 3 — гребеневі лінії, 4 — верхня бровка схилу; 4 — нижня бровка схилу; 6 — опуклий перегин схилу, що відокремлює пологу і круту ділянки; 7— зона підвищеної небезпеки зсувоутворення

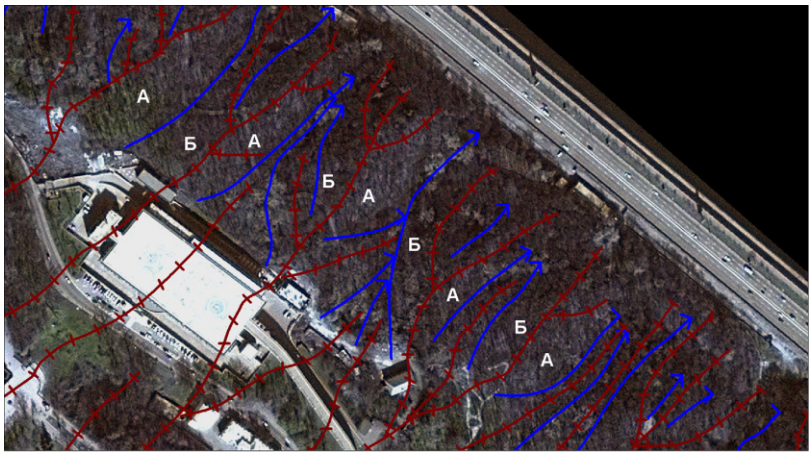


Рис. 3. Особливості проявів схилів різної інсоляційної експозиції. КЗ Pleiades, 2016, синтез 3, 2, 1 каналів.
1—дренажні лінії, 2 — гребеневі лінії, 3: А — схили південної інсоляційної експозиції, Б — схили північної інсоляційної експозиції

процеси. У весняний період пришвидшено починається сніготанення, відтаювання поверхневих відкладів і їх сповзання по ще мерзлим нижнім шарам. Тобто за природно-енергетичними умовами південні схили мають більшу схильність до утворення зсувів ніж схили північної експозиції. Ділянки підвищеного ризику зсувоутворення часто пов'язані зі схилами південної експозиції.

У 80-х роках минулого століття сформувався напрям геоморфологічних досліджень відомий як метод пластики рельєфу пов'язаний з ґрунтознавством, оптимізацією вирощування сільськогосподарських культур та їх врожайністю. Інтенсивний розвиток цього напряму було закладено концепцією біолітодинамічних потоків. Розроблена принципово нова методика пластики рельєфу з метою ґрунтового та геологічного картування. Ця методика детально викладена в роботах науковців Пущінського інституту ґрунтознавства РАН [11, 12]. Ізолінії топографічної карти є умовними лініями, що моделюють рельєф Земної поверхні. Авторами була введена нова умовна лінія — морфоізографа, що є похідною від горизонталей топографічної карти. Ця лінія об'єднує точки нульової кривизни, що знаходяться на межі увігнутих опуклих частин горизонталей топографічної карти або отриманих на основі ЦМР. В результаті створюються нові тематичні двопланові карти на яких виділено дві елементарні форми опуклі і увігнуті ділянки Земної поверхні. На основі запропонованого методу виділяються не абсолютні, а відносні перевищення і пониження поверхні.

Принципи побудови карт пластики рельєфу полягає у відображенні денної поверхні у вигляді літодинамічного каркасу диференційовану на потоки підвищення та потоки пониження. На картах потокові структури визначають рух поверхневих мас під впливом екзогенних та ендогенних процесів у полі сил тяжіння. Ця методика має достатньо широке прикладне застосування. Укладені карти за цією методикою мають багатоцільове використання: пошуки корисних копалин і підземних вод, містобудування та планування, прогнозування зсувних та карстових процесів. З фізичної точки зору морфоізографа є межею поділу опуклих і увігнутих елементів рельєфу і розділяє поверхню на дивергентну та конвергентну частини. Морфоізографи визначають місцеположення денудаційних екзогенних процесів які формують Земну поверхню та енергетичний баланс водного режиму поверхні, визначають місцеположення рельєфоформуючих процесів. Також ґрунтознавцями проаналізовано зв'язок властивостей ґрунтів та їх залягання в просторі і часі відносно елементів каркасу рельєфу. Потокові структури ґрунтових тіл дають уявлення про фізичну, енергетичну і хімічну концентрацію та розсіювання елементів ґрунтового тіла в залежності від положення на каркасі рельєфу, що характеризується морфометричними величинами.

Земна поверхня визначає потенційну енергію екзогенних процесів і тому гіпсометричні показники можна використовувати як поле фізичних значень. Головна мета укладання карт пластики рельєфу полягає у розчленуванні поверхні на два шари — опуклостей і увігнутостей. Метод пластики рельєфу успішно застосовується рядом українських та білоруських вчених з метою більш точного картування ґрунтового покриву визначення ділянок ерозійних процесів тощо. [2, 3, 4]. За картами пластики рельєфу встановлюють інтенсивність ерозійних процесів в межах конкретної території. Збільшення місць розгалуження потоку на площині ділянки свідчить про інтенсивність ерозійних процесів. Метод пластики рельєфу є системним підходом до картування ґрунтового покриву, встановлення меж ґрунтових змін та дослідження ерозійних процесів. Поєднання даних про ґрунтовий покрив та інтенсивність ерозії на одній карті достатньо перспективна для розробки методики оцінки зсувної деградації земель у середовищі ГІС.

Результати досліджень

Вдосконалюючи методику геоморфологічні дослідження зсувонебезпечних ділянок м. Києва, на детальному рівні, було використано метод пластики рельєфу і доповнено його морфодинамічним аналізом. На окремі ділянки Придніпровської зсувонебезпечної зони укладено синтетичні карти шляхом комплексування карт каркасної структури рельєфу та карт пластики рельєфу де кільові лінії є лініями конвергенції, концентрації речовинних потоків, а гребеневі лінії є лініями дивергенції, розсіювання звідки починається латеральне переміщення речовини. Структурні лінії та точки каркасу рельєфу отримані за допомогою морфодинамічного аналізу, а площадні елементи отримані за методом пластики рельєфу. Опуклі поверхні, що виділяються морфоізографою займають панівне положення звідки і відбувається винос матеріалу розсіювання енергетичних потоків, натомість в увігнуті частини має місце змив переміщення накопичення речовини. Цей підхід має достатньо широке прикладне застосування.

Комплексування побудов пластики рельєфу з картами каркасної структури рельєфу, надає більш цілісну інформацію про латеральний рух літомас. Карти пластики рельєфу дають двошарові площадні об'єкти, а каркасні гребеневі лінії визначають "скелетну" структуру виділів пластики рельєфу. Кільові лінії векторами вказують на напрями перемащень поверхневих мас. Приклад подібного комплексування і новостворену карти динамічної пластики рельєфу показано на рисунку 4.

Використати побудови за методикою пластики рельєфу можливо при аналізі поверхневих рельєфоформуючих процесів. Привододільні частини "язиками" витягують у бік р. Дніпра. Межі цих ділянок є

лінією переходу потенційної енергії у кінетичну енергію зсувів. Напрями руху визначаються векторами кільових ліній. Також на карту винесено тіла зсувів закартованих фахівцями геологічного підприємства "Північукргеологія". Узагальнюючи ці два напрями геоморфологічних досліджень укладено карту динамічної пластики рельєфу на ділянку Придніпровської зсувної зони м. Києва в районі Андріївської церкви (рис. 5)

На карті і знімку виділено дві найбільш небезпечними ділянки позначені на карті червоними квадратами, що зумовлено розташуванням верхів'їв потокових структур біля верхньої бровки схилу у зоні прискорення масопереміщення. Саме при укріп-

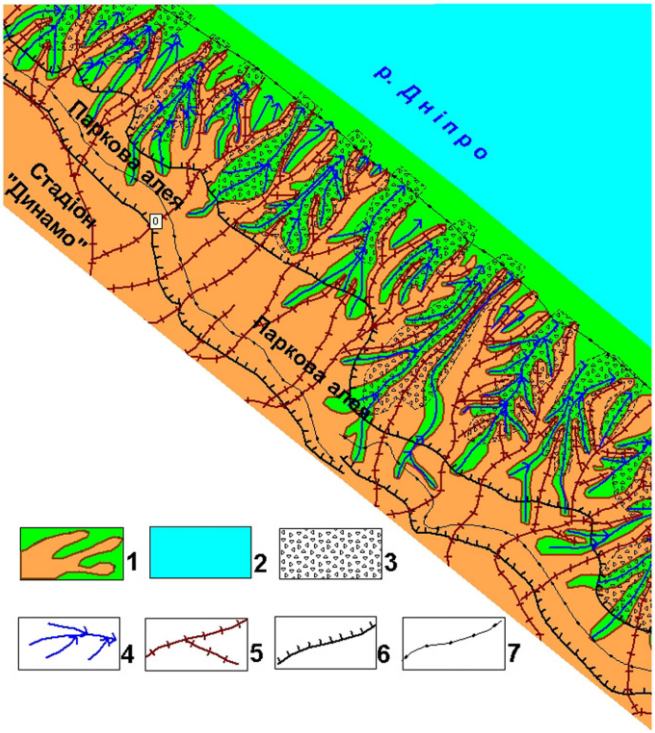


Рис. 4. Карта динамічної пластики рельєфу Придніпровської зсувної зони.
1 — карта пластика рельєфу; 2 — гребеневі лінії; 3 — дренажні лінії; 4 — верхня бровка схилу; 5 — нижня бровка схилу; 6 — зсуви; 7 — річка

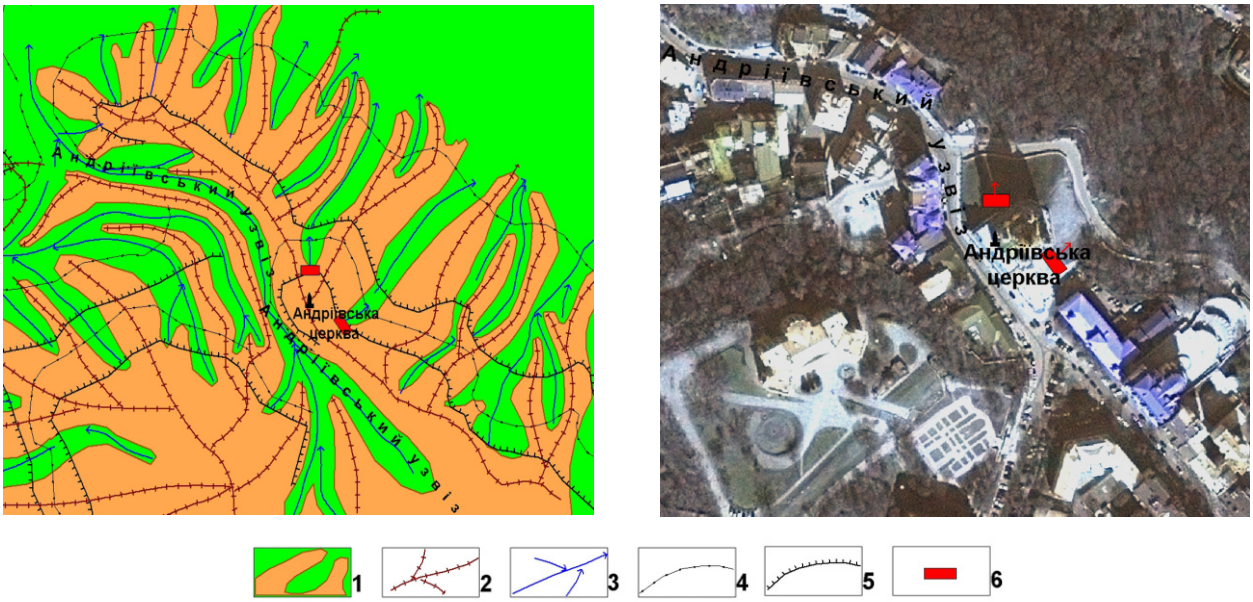


Рис. 5. Карта динамічної пластики рельєфу (А). КЗ Pleiades 2016, синтез 3, 2, 1 каналів (Б) в районі Андріївської церкви.
1 - карта пластика рельєфу; 2 - гребеневі лінії; 3 - дренажні лінії , 4 - нижня бровка схилу; 5 - верхня бровка схилу; 6 - ділянки підвищеної небезпеки зсувоутворення

ленні і моніторингу стану схилів Андріївської церкви першочергову увагу слід приділити цим ділянкам, тому що саме там існують оптимальні геоморфологічні умови активізації зсувних процесів.

Висновки

Багаторічні геоморфологічні дослідження зсувних процесів в межах міста Києва дозволили визначити декілька основних методів геоморфологічних досліджень зсувонебезпечних зон — це метод пластики та морфодинамічний аналіз рельєфу. Морфодинамічний аналіз дає можливість розчленувати рельєф мережею лінійних елементів на окремі грані шляхом трасування каркасних елементів рельєфу, визначити межі водозбірних басейнів, векторами позначити напрями латеральних потоків. Зазначимо, що вектори є одночасно і скалярними величинами і можуть визначати відносну інтенсивність латеральних переміщень у зсувонебезпечних зонах.

За двошаровими картами пластики рельєфу виділяються площадні об'єкти, що інтерпретуються як області зносу і виносу. Межі між ними окреслені морфоізографою визначають перехід процесів розсіювання і концентрації поверхневих в тому числі і гравітаційних процесів. Комплексування цих двох напрямів геоморфологічних досліджень уможливило створення нового типу синтетичних карт динамічної пластики рельєфу, що надають більш повну і поглиблену інформацію геоморфологічних умов зсувонебезпечних ділянок, що разом з урахуванням інших чинників має бути використана для запобігання активізації старих і утворення нових зсувів.

Література

1. Брагин П. Н. Морфодинамический анализ как метод для целей градостроительного планирования [Електронний ресурс] / Н. П. Брагин. Реферати. [С.10]. Бібліогр: 4 назви. — Режим доступу ://http://www.km.ru/referats/5349F4516119404DAD400831E79B284F. — Назва з екрану. Додано: 5.12. 2005.
2. Волошин В. Математично-картографічне забезпечення моніторингових дослідження ерозійнонебезпечних земель із застосуванням методу оцінювання пластики рельєфу [Електронний ресурс] / В. Волошин, П. Король, О. Рудик.// Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва, "Львівська політехніка". — Випуск 1(25), Львів, 2013. [С. 96 – 99]. Бібліогр: 7 назви. Режим доступу: Lviv Polytechnic National University Institutional Repository http://ena.lp.edu.ua. — Назва з екрану.
3. Дамшевич А. Ч. Картографирование почв методом пластики рельефа [Електронний ресурс] / А. Ч. Дамшевич, Н. В. Клебанович. [4 с]. Бібліогр.: 2 назви. — Режим доступу //elib.bsu.by/bitstream/123456789/148351/1/plastmap.pdf]. — Назва з екрану.
4. Дмитрук Ю. М. Картографічне моделювання ґрунтового покриву та ерозійних процесів методом пластики рельєфу [Електронний ресурс] / Ю. М. Дмитрук, О. В. Стужук // Геополитика и экогеодинамика регионов. — Т. 10. Бібліогр.: 10назв. — Випуск 1, Таврич. нац. ун-т, Симферополь, 2014. — С. 41–43. Режим доступу: http://geopolitika.crimea.edu/arhiv/2014/tom10-v-1/007dmitruk.pdf. — Назва з екрану.
5. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ / А. Н. Ласточкин. — Л.: Недра, 1987. — 257 с.
6. Ласточкин А. Н. Морфодинамическая концепция общей геоморфологии / А. Н. Ласточкин. — Л.: Недра, 1991. —340 с.
7. Ліщенко Л. П. Використання багатозональних космічних знімків при дослідженні зсувних процесів на території Києва / Л. П. Ліщенко, Н. В. Пазинич, О. М. Теременко // Космічні дослідження в Україні. 2012–2014. Ред.: О. П. Федоров. — ІКД НАНУ та ДКАУ. — К.: Академперіодика. — 2014. — С. 112–115.
8. Ліщенко Л. П. Дослідження зсувних процесів на території м Києва в режимі дистанційного моніторингу [Електронний ресурс] / Л. П. Ліщенко, Н. В. Пазинич, О. М. Теременко // Український журнал дистанційного зондування Землі. — № 2. — 2014. — С. 18–28. — Режим доступу: www.ujrs.org.ua Online ISSN: 2313-2132. — Назва з екрану.
9. Пазинич Н. В. Морфодинамічний аналіз рельєфу в межах міських агломерацій (на прикладі правобережної частини м. Києва) / Н. В. Пазинич // Матеріали П'ятої науково-практичної конференції "Моніторинг навколишнього природного середовища науково-методичне, нормативне, технічне, програмне забезпечення". — 24 вересня 2010 р. АР Крим, м. Коктебель. — С. 65–68.
10. Пазинич Н. В. Анализ рельефа как компонента природно-техногенной системы города (на примере г. Киева) / Н. В. Пазинич // Проблеми та досвід інженерного захисту урбанізованих територій і збереження спадщини в умовах геоекологічного ризику. — К.: Фенікс, 2013. — VI. — С. 176–182. ISBN 978-966-651-894-4.
11. Потоки пластики рельефа — физико-математические экологические системы [Електронний ресурс] / И. Н. Степанов, В. И. Степанова, И. П. Баранов, И. Ю. Винокуров. Изв. Самарского НЦ РАН. — Т. 11. — №1 (7), 2009. — С. 1581—1586. Бібліогр.: 10 назв. Режим доступу: http://www.ssc.smr.ru/media/journals/izvestia/2009/2009_1_1581_1586.pdf. — Назва з екрану.
12. Потоковая методология почвенной поверхности — инновационный путь хозяйственной деятельности человека [Електронний ресурс] / Н. А. Лопачев, А. А. Зелинская, В. И. Степанова, С. А. Плыгун // RJOS, 3(51) March 2016. — С. 86–91. Бібліогр.: 19 назв. Режим доступу: https: // cyberleninka.ru/article/v/potokovaya-metodologiya-pochvennoy-poverhnosti-innovatsionnyy-put-hozyaystvennoy-deyatelnosti-cheloveka. — Назва з екрану
13. Степанов И. Н. Теория пластики рельефа и новые тематические карты / И. Н. Степанов. — М.: Наука, 2006.— 230 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ ПРИДНЕПРОВСКОЙ ЗОНЫ Г. КИЕВА НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Н. В. Пазинич

В статье представлены результаты исследований оползней правобережной части г Киева на основании космических снимков, цифровых моделей рельефа с применением двух геоморфологических методов - морфодинамического анализа и пластики рельефа. Результатом комплексирования геоморфологических методов стало составление синтетических карты динамической пластики рельефа, где отражена каркасная и площадных структуры рельефа. Проведенное сопоставление геоморфологических построений с оползневыми телами позволило выделить зоны и участки повышенной опасности оползнеобразования.

Ключевые слова: Приднепровская оползневая зона, материалы дистанционного зондирования Земли, геоморфологические исследования, факторы оползнеобразования, мофодинамичний анализ, пластика рельефа

RESEARCH AND FORECASTING OF LANDSLIDE PHENOMENA OF THE DNIEPER ZONE OF KYIV BASED ON THE REMOTE SENSING DATA AND GEOMORPHOLOGICAL STUDIES.

N. V. Pazynych

The article presents the results of the investigation of landslides in the right bank of the Kiev, on the basis of space images, digital elevation models using two geomorphological methods. The result of the complexization of geomorphological methods was the compilation of a synthetic map of dynamic relief plastics, which reflects the structure of linear and area elements of the relief. The conducted comparison of geomorphological constructions with landslide bodies allowed to identify zones and areas of increased danger of landslide formation.

Keywords: Dnieper landslide zone, remote sensing data, geomorphological investigations, landslide formation factors, morphodynamic analysis, relief plastic

УДК 551.243:523.31(477+100)

Сучасні уявлення щодо формування геологічних та морфологічних особливостей поверхневої оболонки планети

С. М. Єсипович *

ДУ "Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України", Київ, Україна.

Гіпотезою вважається гіпотетичний ланцюжок логічних подій чи процесів, які базуються хоча б на одному науковому факті. Послідовно обростаючи фактами та теоретичними розрахунками вона може перерости в концепцію, а згодом — в теорію. Базуючись лише на встановленому факті "спрединґу" та використовуючи гіпотетичний термін "субдукція" тектоніка літосферних плит залишається лише цікавою гіпотезою, як, до речі, і дія хвиль "темної матерії" на стаціонарні об'єкти Космосу (тобто наявність "темної матерії " доведена, але те, що це хвилі — лише припущення).

Ключові слова: морфометрія поверхневих структур планети, тектоніка літосферних плит, теорія геосинкліналей, ядро, пластичне ядро, мантія, циклічність, хвилі темної матерії, географічні гомології

© С. М. Єсипович. 2017

Вступ

В. І. Вернадський говорив: "Науку рухають не гіпотези та теорії, а емпіричне узагальнення наукових фактів. І якщо нові факти не підтверджують гіпотезу чи теорію, останні повинні так видозмінитись, щоб все пояснити". А істинним знанням є знання причин (Френсіс Бекон).

В. Ю. Хаїн в книзі "Майбутнє геологічної науки" у 1985 році писав: "...потенційно найбільш вибухонебезпечними є принципово нові відкриття, щодо яких можна передбачити тільки одне — рано чи пізно їх буде зроблено". Але щоб не трапилося і як би радикально нова парадигма не відрізнялася від плитотектонічної, одне мені уявляється безсумнівним — ця парадигма ні в якому разі не буде означати повернення до фіксизму і обов'язково включить основні елементи тектоніки плит, зокрема їхню кінематику. Можна допустити також, що ця парадигма буде враховувати зв'язки Земля-Космос, а також надасть належного значення не тільки механічним переміщенням внутрішньої речовини, а й хімічним перетворенням. А в цілому, це буде дещо куди складнішим, а водночас ще привабливішим, ніж сучасний мобілізм.

Як уявляється сьогодні планетарний механізм формування розломних зон? Американський геолог У. Хоббс (1911) є засновником вчення про глибинні розломи. Він обґрунтував, що багато фундаментальних рис рельєфу земної поверхні (обриси материків, напрямки гірських систем) і структури земної кори визначаються існуванням первинної мережі розломів, закономірно орієнтованих стосовно фігури Землі. А назвав ці розломи лінеаментами У. Хоббс ще у 1904 році [61].

Лінеаменти не обов'язково повинні бути безперервними — вони можуть на окремих ділянках перериватися структурами іншого напрямку або зникати під покривом молодих осадових порід, вулканічних лав та туфів. Доведено існування лінеаментів і розломів довготного й широтного напрямків. Широтними розломами оперезаний материк Антарктида, вони ж визначили виникнення пояса горстів на його периферії (П. С. Воронов, 1968). Довготні розломи, які розходяться радіально від Південного Полярного плато, розсікають на брили фундамент Східно-Антарктичної платформи.

Зазвичай виділяють дві пари сполучених систем розломів — ортогональну (довготно-широтну) і діагональну (ПнЗ–ПдС — ПнС–ПдЗ), що прийнято переважною більшістю дослідників і підкріплюється статистичним матеріалом, а також моделюванням [48]. У роботі [8] обґрунтовується якісна (у вигляді довжини — сотні й тисячі *км*) перевага ортогональних систем і кількісна (у вигляді частоти зустрінутих систем та довжини на порядок менше — десятки й сотні *км*) — діагональних, причому останніх виділяють декілька систем (від двох до чотирьох).

Глибинні розломи утворюються в обстановці розтягання кори, і тому закладення синклінальних прогинів пов'язане із глибинними зонами подріблення планетарного масштабу. Зараз більшість дослідників відносять утворення регматичної мережі розломів до початку протерозою, допускаючи, що більш ранні розломні структури через високий тепловий потік і високопластичний стан кори не могли створювати стійких систем, "заліковуючись" процесами гранітизації [50].

П. С. Воронов закликав [8] до визнання провідної ролі ротаційних сил у формуванні мережі планетарної тріщинуватості. Він звертав увагу на одну із самих дивних оман людства в історії розвитку науки: живучи на *кулі, яка обертається*, створеній в основ-

* Тел.: +380 44 486 84 21

ному ротаційними силами в комбінації із силами гравітації, *геологи* практично завжди *ігнорували й ігнорують* у своїх геотектонічних побудовах саме те, *що Земля кругла і що вона обертається*.

На кожний фізичний сегмнент земної поверхні *діють дві сили: від полюсів спрямовані на екватор і сила інерції, спрямована на захід*. Рівнодіючі цих сил *створюють крутильні напруги* — проти годинникової стрілки в північній півкулі і за нею — у південній. Але очевидно, щоби блок літосфери почав обертатися, він повинен мати певний ступінь свободи, відмежувавшись від сусідніх блоків шовними рифтогенними зонами та перебувати на пластичному прошарку астеносфери. Діагональна система розломів і буде народжуватися крутильною компонентою — по суті, це зсуви невеликої довжини й дуже широкого спектра напрямків, що й спостерігається в дійсності. О. І. Слензак встановив такі системи крутіння для Українського щита [45], а Г. І. Паталаха — для Бразильського [35]. Природно, що умови для набуття блоками літосфери автономності наступають тільки під час епох розширення (С. М. Єсін, 1998).

Про одну примітну особливість поверхні Землі говорив Г. М. Каттерфельд [24]. Вона виходить із закона збереження момента кількості обертання. При опусканні будь-якої брили земної кори виникає додаткова тангенціальна сила, яка зміщує її на схід, а при піднятті — навпаки, — на захід. Цей закон разом з крутильними напругами чітко пояснює виникнення *субмеридіональних рифтових зон і зсувних субширотних*. Два роз'єднані блоки з різною гіпсометрією поверхні будуть роз'їжджатися, утворюючи субмеридіональну щілину. А відокремлення північного і південного блоків по гіпсометрії призведе до формування субширотної зсувної зони.

Відмічені явища різкого вигину, або так званого *торцьового зчленування* одновікових складчастих зон, коли вони замикаються одна з одною під кутом, близьким до прямого, і одна із зон загасає, упираючись в іншу. Однак здебільшого виявляється [48], що із двох складчастих зон і, отже, із двох систем розломів, які перебувають у торцьовому зчленуванні одна з одною, одна виявляється трохи молодшою або, вірніше, довше зберігає свою активність, чим інша.

За нашими уявленнями будь-яке торцьове зчленування говорить про кутові контакти автономних блоків земної кори (АБЗК), здатних переміщуватися самостійно [16], а системи розломів, що зчленовуються, можна розділити на основні та допоміжні. Основними необхідно вважати шовні рифтогенні зони (ШРЗ) переважно субмеридіонального простягання, тому що саме на захід спрямований основний вектор інерційних сил і перпендикулярні до них зсувні напруги, які розділяють субмеридіональні смуги на окремі сегменти. Цілком ймовірно що при закладенні торцьових систем розломів можуть використовуватися більш давні сектори мобільних кілець тектоноконцентрів О. Б. Гінтова, а їхні стабільні ядра знаходитися в межах АБЗК.

Відхилення найбільших структурних одиниць Африки й Тихого океану від меридіонального напрямку до північно-західного й перевага на більшій частині площі літосфери глибинних розломів північно-західного простягання особливо підкреслюється в роботах А. В. Пейве *поряд зі зсувним характером* подібних розломів.

Поряд з асиметрією західної й східної півкуль, існує асиметрія північної й південної півкуль (про яку говорив ще М. В. Ломоносов), яка проявляється в антиподальності Арктичного океану й материка Антарктиди, у нерівності площі північних і південних материків, у звуженні материків до півдня, а океанів — до півночі.

На підставі узагальнення геолого-морфологічних даних П. Фурмар'є (1971) встановив, що сигмоїдні лінії поверхні планети є найдавнішими, які почали формуватися ще на ранніх етапах розвитку Землі. Г. М. Каттерфельд (1962) вважає, що в загальному обертовому русі обох півкуль із заходу на схід, відбувається відносне відставання — північних зон і випередження південних, наростаюче від екватора й полюсів до паралелей ± 62°. Але закон збереження моменту кількості обертання може пояснювати розвиток уже існуючого сигмоїдного просторового рисунка наявних структур, *а не виникнення його*. У Південній півкулі простору для піднятих блоків було набагато менше, ніж у Північному, тому що тут домінують опущені блоки [22], дуже неохоче надаючи місце в просторі континентальним айсбергам — все це підтверджує висловлене раніше припущення про Південну область планети як про динамічний центр формування її первинної протокори [49].

Геотектонічні концепції

Разом з дипломом гірничого інженера-геофізика в моєму багажі були дві книги по геології — П. Фурмар'є "Проблеми дрейфа континентів" та друге видання "Геотектоніки" В. Ю Хаїна. Студентський захват від красивої ідеї дрейфу континентів поступово згасав під впливом наукових фактів, поданих в цих книгах. "Молодість океанів" буцімто підтверджувалась науковими фактами наявності новоутворень океанічної кори в областях Серединно-океанічних хребтів та полосового магнітного поля океанів, але що знаходиться на велетенських просторах абісальних рівнин з хаотичним магнітним полем — достеменно не відомо. Тим більше, що другий прошарок океанічної кори, за В. Ю. Хаїним ніде не був розбурений, і вік його може бути будь-який — від молодого до віку перидотитів (4 600 млн р.) островів Петра і Павла за М. В. Муратовим, (1975). Проблема "молодості океанів" та "старості континентів" і на сьогодні залишається відкритою, бо океанічна кора

може виявитись значно старішою за кору континентів. Але якщо явище "спредингу" дійсно існує, то підсув океанічної кори під континентальну, так звана "субдукція", є явище гіпотетичне і не підтверджується жодними прямими фактами.

А що ж є сьогодні, що пояснює складну геодинаміку планети, її розвиток в часі та просторі? Почнемо з теорії геосинкліналей.

Одним з досягнень геології в XX столітті стало вчення про геосинкліналі. Розвинуте у працях Дж. Холла, Д. Дена, Е. Ога, І. В. Мушкетова, А. П. Карпінського, А. Д. Архангельського, Н. С. Шатського, Л. Кобера і Г. Штілле, воно зробило і робить значний вплив на формування основних положень геотектоніки. Будь-яка геотектонічна концепція насамперед повинна дати пояснення тим закономірностям, які спостерігаються в ході розвитку земної кори: спрямованому процесу її стабілізації, періодичному посиленню і ослабленню процесів тектогенезу, зв'язку складкоутворення з магматичною діяльністю, чергуванню таласократичних і геократичних епох, процесам роздріблення платформ та утворення океанічних западин.

В 1964 році Г. Штілле вказував, що складчастість і горотворення майже завжди розділені більшим або меншим проміжком часу. Розрив у часі між загальною складчастістю, яка завершує розвиток геосинкліналі, і наступним епейрогенезом буває неоднаковим за тривалістю в різних складчастих областях. Спочатку створюється складчаста структура, як основний елемент гір, а потім епейрогенетичні процеси перетворюють ці складчасті структури в гірські споруди. Це узагальнене спостереження Г. Штілле дозволяє припустити, що закладення геосинкліналей, їхнє інтенсивне прогинання, нагромадження осадових порід, ефузивний магматизм і первинна складчастість відбуваються в умовах розширення планети. А з епохами стиснення відповідно асоціюється замикання геосинклінальних прогинів, вторинна складчастість, горотворення й інтрузивний магматизм.

Хоча теорія геосинкліналей добре пояснювала суть циклічності геологічних процесів від накопичення осадово-ефузивного матеріалу до утворення гірських систем, застосування її до древніх (старіше протерозою) ділянок земної кори щитів та платформ призводило до суперечливих висновків. Циклічність геологічних процесів, започаткована в роботах Г. Штілле, С. М. Бубнова, Г. П. Леонова, та М. Ф. Балуховського, суттєво розширюючи методи геологічного аналізу і підтверджуючи наявність пульсуючого механізму розвитку земної поверхні, не встановлювала чітку ієрархію циклів різних рангів та жорстку фіксацію їх у межах геохронологічної шкали. Саме ліквідувавши ці вади у роботі [15] з допомогою шкали катастрофічних вимирань (У. Харланд та ін. 1985) вдалося обґрунтувати нові геотектонічні елементи в рамках теорії геосинкліналей — так звані ослаблені міжблокові, або шовні рифтогенні зони (ШРЗ) і автономні блоки земної кори (АБЗК), розміщені в зоні міогеосинкліналі, або зоні опускань (С. М. Есипович, 2000). Стало зрозуміло, що саме вони реагують на пульсуючий механізм розвитку літосфери планети і в їх межах зосереджена сучасна геодинамічна активність, як результат підйому активних компонентів мантії.

Геодинамічну шкалу циклічності для фанерозою, жорстко зафіксовану в межах геохронологічної шкали, розроблено С. М. Єсиповичем та опубліковано в 2006 році. Вона дозволяє описувати історію геологічного розвитку планети і будь-якого її регіону на основі глобальних геологічних циклів (ГГЦ) та самої загальної геолого-геофізичної інформації як у минулому, так і майбутньому. Це дозволило скласти геологічну історію планети Земля в рамках ГГЦ та відомої геологічної історії планети (С. М. Есипович, 2015).

Зачатки континентів формувалися на Докатархей-Архейському етапі в часовому інтервалі 4 818–2 554 млн років протягом п'яти ГГЦ. Але до цього вже була сформована первинна базальтова кора океанів у вигляді ансамблів блоків-призм підвищеної жорсткості (БПЖ) — часовий інтервал її утворення можна припустити в межах 7 082–4 818 млн років.

Період 2 554–743 млн років — це чотири ГГЦ, які відповідають ранньому, середньому, пізньому протерозою та епіпротерозою. Перші три — розростання й цементація континентів необерненими ровоподібнми прогинами субмеридіонального простягання, які закладалися між ооїдно-кільцевою основою і ядрами тектоноконцентрів (ТКЦ) О. Б. Гінтова, (1978), а четвертий — перехідний, коли в означених прогинах все чіткіше починають проявлятися елементи геосинклінального режиму розвитку земної кори.

Протерозойський і епіпротерозойський етапи завершилися формуванням "айсбергів" континентів з глибокими коріннями в мантії. На етапах розширення планети в необернених синклінальних прогинах нагромаджувалися потужні вулканічні й осадові товщі, які на етапах стиснення зминалися у складки, піддаючись все більш глибокому й повному регіональному метаморфізму, інтрузивному магматизму та процесам гранітизації.

Етап розвитку необернених прогинів можна назвати субгеосинклінальним, тобто синклінальні прогини утворювалися, в них осадово-вулканогенні породи відкладалися, зминалися у складки, проривалися інтрузіями й піддавалися метаморфізму, однак загальної інверсії геотектонічного режиму ще не відбувалося. Хоча земна кора на початку протерозою вже булла крихка, щоб утворити трогові западини великої довжини, але недостатньо консолідована для того, щоб в умовах стиснення утворити гірські системи. Класичними необерненими структурами УЩ є Одесько-Ядлівська, Криворізько-Кременчуцька та Оріхово-Павлоградська субмеридіональні зони.

Під час фанерозою відбувається геосинклінально-остріводужний процес розвитку земної кори в ритмах розширення-стиснення. Згідно [22] з неогену триває епоха стиснення довгого циклу першого порядку, яка призводить до опускання БПЖ в океанічних улоговинах, окраїнних і внутрішніх морях, "серединних" масивах континентів. Опускаються також АБЗК у передгірських та міжгірських прогинах геосинклінальних областей. Загальне опускання БПЖ і АБЗК призводить до видавлювання "зворотною тягою" альпійських гірських систем і острівних дуг. Цей процес буде активно тривати ще приблизно 30 млн років.

Континентальна земна кора сьогодні реально утворюється, насамперед, у межах Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу та в зоні альпійської складчастості периферії Тихого океану — саме тут фіксується сучасна сейсмічна й вулканічна активність. Навіть активні глибоководні жолоби в межах Карибського і Південноантильського басейнів, хоча й розташовані в межах Атлантичного океану, генетично пов'язані з крайовим активним поясом Тихого.

Механізм формування зони Українських Карпат як одного з анклавів плитотектонічних реконструкцій було досліджено на початку XXI століття. Виявилося, що більшість геологів, які вивчали Карпатський регіон, за всіх часів досить твердо стояли на позиціях теорії геосинкліналей, а розуміння й пояснення надскладного механізму формування Карпатської системи ставало більш обґрунтованим разом з удосконаленням самої теорії (В. Г. Свириденко, 1978). Саме в їхніх роботах Карпати з'являються як складна альпінотипна геосинкліналь із внутрішньою й зовнішньою частинами, переміщена в бік свого твердого платформного обрамлення.

Вперше у докладному геолого-геофізичному дослідженні глибинну структуру Українських Карпат охарактеризував С. І. Суботін, (1979). Він представляв їх як регіональний прогин земної кори, найбільш глибша частина якого тяжіє до Скибової зони та Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. І саме в напрямку на схід і південний схід, уздовж простягання Внутрішніх Карпат проходила (за Г. Штілле) міграція процесів магматизму альпійського циклу розвитку.

Можна погодитися з А. В. Чекуновим (1978), що для пояснення особливостей структури й історії формування Карпат немає ніякої потреби "заштовхувати" литосферні плити в астеносферу, з якої б то не було сторони. Єдиний серйозний аргумент плитотектоністів — будова Скибової зони — спростовують дослідження В. Г. Гутермана (1992) і дані Ю. З. Крупського (2001). Перший довів, що розбіжності між деформаціями гравітаційного сповзання й бічного стиснення немає в межах алохтонної товщі, і тільки частина її, з боку блоку, що насувається, має підвищену деформованість. Цієї підвищеної деформованості для алохтонних товщ Скибової зони Карпат, на думку Ю. З. Крупського, поки що не виявлено. Сам же Юрій Зиновійович у своїй монографії по Карпатському регіону відзначає, що сьогодні ніхто чітко не вказує, де саме проходить зона субдукції в Карпатах.

Східні Карпати як складчаста система розвинулися між південно-західним виступом СЄП і Панонським масивом. У роботі (С. М. Есипович, 2004) обґрунтовано геодинамічну модель будови Східних Карпат. Вона спирається, перш за все, на глибинну будову земної кори за даними геофізики (Сологуб В. Б. та ін., 1978). Важливу роль відведено передгірському прогину, який і відокремлює складчасту область від СЄП. На етапах стиснення планети Панонський масив, а також АБЗК, роз'єднані ШРЗ, починають "втягуватися" у товщу літосфери, видавлюючи "зворотною тягою" гірські масиви. Конкретно для Українських Карпат ключовими геодинамічними елементами були 16 АБЗК, розміщені в зоні правої міогеосинкліналі, тому що ліва міогеосинкліналь (в області зчленування Панонського масиву і Східних Карпат) залишається пасивнішою та розміщена гипсометрично вище, а гірські породи, що видавлюються із зони евгеосинкліналі, під дією сил гравітації будуть сповзати на нижчу, активну праву частину. Інакше кажучи, голова Карпатської евгеосинкліналі буде хилитися на праве плече.

Отже, гірські системи ростуть в епохи стиснення планети, коли поверхневі прошарки мантії втрачають свою високоенергетичну складову, зменшуючись в обсязі, і до цього змушена пристосовуватися земна кора в межах своїх геосинклінальних поясів.

Цікавою є публікація П. Хеслера та ін. (2014), щодо Аляскінського землетрусу. Вони пишуть, що цунамі генерують переміщення океанічного дна, однак детальний механізм цього явища поза контекстом тектоніки літосферних плит (ТЛП) залишається незрозумілим (!?). Землетрус 1964 року вперше (?) дав можливість спостерігати чітку картину вертикальних косейсмічних переміщень, котра включала два паралельних пояси, причому підняття — проходило переважно на акваторії, а просідання — в прибережній зоні континенту. Ці пояси в даний час використовують як початкові умови при моделюванні цунамі в зонах субдукції. Тектонічне підняття під час землетрусу 1964 року додало нову сходинку до серії морських терас на острові Мідлтон, Аляска. Повна серія, яка включає шість сходинок, дозволила прослідкувати історію сильних землетрусів за останні 4–5 тисяч років. Повздовж зони субдукції Каскадія землетруси не зафіксовано на протязі 200 років письменної історії, але їх потенційна можливість існує. Про це свідчить реконструйована історія землетрусів за стратиграфічними даними вивчення захоронених залишків занурених лісів та боліт на опущених територіях в естуаріях тихоокеанського узбережжя та морські відклади турбідітів.

Залишимо у спокої термін "субдукція" і візьмемо геологічні факти з рисунку 1, цитованої роботи — субпаралельні пояси піднять та опускань клюшкоподібної форми, а в зоні вигину, поміж ними і був епіцентр Аляскінського землетрусу. Як цей землетрус можна пояснити з позицій теорії геосинкліналей? На моє переконання, в цій роботі маємо класичний образчик розвитку молодої геосинклінальної системи поміж континентом та океаном — зони опускань (міогео) та зони піднять (эвгео), яка навіть за розмірами ототожнюється зі Східними Карпатами (зі своєю зоною Вранча) чи Гірським Кримом. Безумовно ця система, розміщена на півночі Тихого океану буде відрізнятися від динаміки подібних систем на заході, сході та півдні його і в Альпійсько-Гімалайському поясі [22], однак внутрішня будова (згідно моделі формування Українських Карпат) буде подібною. В зоні опускань можуть бути виділені АБЗК, а переміщення їх і буде визначати геодинаміку не тільки зони опускань, але й зони піднять. Це підтверджує і місце землетрусу — на стику двох АБЗК північно-західного та північно-східного сегментів зони опускань, де і повинно відбуватись "тертя" жорстких блоків літосфери. І зрозуміло, що в зоні підняття землетрусів бути не повинно. До чого тут, вибачайте, гіпотетична зона "субдукції", якщо геодинаміка досліджуваної області (минула, сучасна і майбутня) пояснюється теорією геосинкліналей.

Тектоніка літосферних плит

Плитотектоністи зазначають, що цілью глобальних течій в мантії є забезпечення відводу тепла з надр планети. І при варіанті ТЛП — гарячий матеріал виноситься на поверхню та охолоджується, а потім повертається в мантію Землі. Найважчим та важливим питанням для ТЛП є запуск механізму її існування, якщо він взагалі існує? Ну дійсно, справедливо запитують геологи, чому в одних зонах поміж океанічними та континентальними плитами (циркум-тихоокеанський пояс) зони субдукції формуються, а на інших (Атлантичний регіон) вони відсутні?

Сейсмічною томографією в низах мантії виділено похилі низько- і високошвидкісні об'єкти, які можуть бути шляхами руху високоенергетичної субстанції (ВЕС) від підошви мантії до її покрівлі. Прихильники ТЛП називають їх АП- і ДАУН-велінгами та інтерпретують як рух перегрітого (висхідного) і охолодженого (низхідного) потоку речовини. Існує безліч структурних моделей розміщення в обсязі мантії низько- і високошвидкісних зон: перші трасують до областей СОХ і гарячих об'єктів в океанах, а другі — до міфічних "областей субдукції" — опускання океанічних плит під континент. У принципі таке трактування геофізичної інформації можливе, але геодинамічно малоймовірне. Ще в 1977 році А. В. Пейве взяв під сумнів можливість теплової конвекції в мантії. Звертання дослідників до фактора температури багато в чому пояснювалося припущенням щодо лінійності реології мантії, у якій в'язкість залежала лише від температури. Зараз з'являється все більше досліджень щодо помилковості такого припущення — реологія речовини мантійних плюмів скоріше нелінійна, і в'язкість дуже залежить від напруги (А. А. Меляховицький, 1996), що означає можливість сильного зниження в'язкості речовини без зміни температури.

Не доведено ні теоретично, ні практично, що в мантії існують нисхідні потоки речовини, яка опускається до границі мантія-ядро, конвективні модулі існують лише гіпотетично. Якщо області підйому високоенергетичної (низькошвидкісної) речовини можна зв'язати із зонами АП-велінгів, то високошвидкісні зони ДАУН-велінгів можуть бути лише "древніми шляхами виходу" високоенергетичної речовини зовнішнього ядра. Але якщо не доведено наявності нисхідної гілки охолодженої речовини, то не існує замкнутих конвекційних модулів у межах мантії. Що ж реально залишається від гіпотетичної моделі ТЛП? Висхідний потік ВЕС від границі "пластичного" ядра, з яким сьогодні погоджується переважна більшість дослідників всіх наукових шкіл. Він піднімається до підошви верхньої мантії та переміщується в її товщі субвертикально та субгоризонтально. Це факт. Отже спрединг реально існує, але в яких розмірах?

Срединноокеанічні хребти океанів висотою 2–3 *км* могли виникнути в результаті процесу серпентинізації, пов'язаного з концентрацією у вузькій зоні розколу глибинних потоків флюїдів. М. П. Семененко (1987) вважає, що під дією гідритизуючих флюїдів відбувається серпентинізація перидотитового прошарку літосфери: мінерали ультраосновних порід, у результаті взаємодії з водою, при температурі 350–500°С переходять у серпентин, тальк і зеленокам'яні породи зі збільшенням об'єму на 25%, а надлишок заліза йде на утворення магнетиту. Очевидно саме магнетитова мінералізація і формує інтенсивну позитивну магнітну аномалію в зоні розколу. При драгуванні СОХ піднімають саме видозмінені ультраосновні породи. А в областях абісальних рівнин, які характеризуються хаотичним слабомагнітним полем, розміщена первинна протокора "місячної" стадії розвитку планети. За розрахунками, наведеними Езом В. В. (1984). для геологічних структур Ісландії сумарне розсовування стінок рифтів становить близько 25 *км*. При розмірах острова приблизно 500 *км*, новостворена океанічна кора займає приблизно одну двадцяту частину його території. Для області смугового магнітного поля в 2000–3000 *км*, тобто самого СОХ і його схилів — новостворена кора буде розвинена на території 100–150 *км*, і, по суті, характеризує тільки зони розколів. Саме по них з мантії піднімається флюїдний потік, і взаємодіючи, за моделлю М. П. Семененка, з ультра-

основними породами, формує серединно-океанічні хребти.

За електричними та швидкісними даними (Пущаровський Ю.М., 2005) виділяють підошву верхньої мантії в інтервалі глибин 670–840 *км* (розділ 1). Саме на цих глибинах зафіксовано і найглибші землетруси — близько 700 *км*. За даними гравітаційних досліджень (Дачев Х. и др., 1996) у межах Альпійсько-Гімалайського поясу і Бразильської улоговини встановлено аномальний зв'язок блоків земної кори та мантії до глибини 670 *км*, а для Українського щита, по даними роботи (Гинтов О. Б. и др., 2010), до глибини 700 *км*. Інтерпретація даних магніторозвідки (Васильев Р. Т. и др.,1998) визначає нижню кромку магнітоактивних тіл на глибині до 1000 *км*. В роботі (Есипович С. М., 2000) сформульовано поняття "айсбергів континентів", і є підстави говорити не про коріння материків, а про їх айсберги, занурені у верхню мантію.

Чи можуть блоки літосфери переміщуватись у товщі верхньої мантії? Безумовно, але не за гіпотетичними схемами ТЛП, а під дією сил ротаційної динаміки планети Земля в рамках пульсуючого розвитку її в епохах розширення та стиснення (Есипович С. М., 2015).

Згідно з наведеними в роботі П Фурмар'є розрахунками А. Хелма, заснованими на даних про еволюцію небесних тіл, первинна щільність нашої планети дорівнювала 9.13 *г/см*^{3} проти нинішньої 5.5 *г/см*^{3}, а початковий радіус становив 5430 *км* проти нинішнього 6371 *км*. Таким чином, за час розвитку Землі, який становить понад 5 млрд років, щільність зменшилася майже в два рази, а радіус збільшився на 940 *км*. За оцінками В. Л. Барсукова і В. С. Урусова (1982), радіус Землі міг збільшитися на 500–800 *км*, а Е. Л. Шена (1984) — на 533 *км*. Причому В. Г. Козленко і Е. Л. Шен (1992) вважають, що збільшення обсягу Землі відбувалося за рахунок нарощування верхньої мантії, а обсяг первинної глобули протопланетної речовини залишався незмінним. С. С. Круглов (2001) вважає, що найбільш прийнятними з його точки зору геотектонічними концепціями є пульсаційні, зі зміною радіуса Землі на тлі загального його скорочення. Можна погодитися, що найбільш обґрунтованими з точки зору наявних геологічних фактів і філософського принципу єдності та боротьби протилежностей, є саме пульсації у двох своїх різновидах — із загальним скороченням і розширенням радіуса планети. Логічно припустити, що і сам радіус змінюється хвилеподібно, в різні періоди розвитку Землі як космічного тіла. На цю загальну пульсацію, яка поки невідома, накладаються все коротші цикли — від глобального галактичного до четвертого порядку, в ритмах розширення-стиснення (Есипович С. М., 2006). Те, що радіус планети змінюється, визнають і прихильники ТЛП, які, однак, бачать головний недолік в тому, що різні дослідники дають великі розбіжності у зміні радіуса Землі. Узагальнивши матеріали вищенаведених авторів, отримані за конкретними геологічними даними по різним моделям розвитку планети, можна стверджувати, що радіус її, в межах одного ГГЦ довжиною 453 млн років, може пульсувати в межах від ± 0.2 до ± 1.5%, або від ± 13 до ± 94 *км*. Конкретні величини зміни радіуса планети, в ході її ендогенного розвитку, будуть неоднаковими, від максимальних на початку до мінімальних у кінці — коли водневий потенціал космічного тіла буде вичерпано (Есипович С. М., 2015).

Плитотектоністи погоджуються, що дійсно в Атлантичному регіоні (на відміну від Тихоокеанського) не спостерігаються зони субдукції та приводять порівняння "схожих (?)" планет Венери та Землі (Я. М. Хазан, 2014). На Венері не функціонує ТЛП та відсутнє магнітне поле, оскільки воно генерується конвекцією в зовнішньому ядрі планети, яка (можливо?) недостатня для генерації поля.

Необхідно зазначити, що за даними багаторічних спостережень вчених Колумбійського й Іллінойського університетів США внутнішнеє ядро обертається трохи швидше всієї планети й робить один "зайвий" оберт приблизно за 1 000 років. Саме із цим фактом необхідно пов'язувати існування головного геомагнітного поля Землі (ГГПЗ). За В. В. Аксьоновим (2004), у природі реалізовано стійкий механізм генерації ГГПЗ, яке може змінювати свою напругу, але не полярність, тому що стежить за обертанням планети. Генератор такого поля розміщений у підошві пластичного зовнішнього ядра, на глибині 4934 *км* у межах прошарку "**F**" потужністю 3 *км*, де можлива початкова конденсація твердої речовини. Однак через сильні зовнішні впливи в токогенеруючому потоці можуть виникати певні течії, які призведуть до розфокусування полюсів, при цьому ГГПЗ втратить свою дипольну структуру і стане квадрупольним, октупольним і т. п. А це, у свою чергу, дозволить породам верхніх прошарків земної кори одержати залишкову намагніченість у залежності не від дипольної складової, яка у цьому випадку зникала, а відповідно до локальних різнонаправлених полів. У цьому й полягає, за даними Аксьонова В. В., явище різнонаправленої залишкової намагніченості інтрузивних і осадових порід у верхніх прошарках земної кори. У роботі (Єсипович С. М. та ін., 2011) висловлено припущення, що існує зв'язок флуктуацій магнітного поля з режимами розвитку Землі — по суті, вони відрізняються більш та менш динамічно рухливою верхньою мантією, а ця рухливість обумовлена меншою і більшою "витряскою" з неї, під час "катастроф" компонентів водневих сполучень.

Обсяг зовнішнього ядра увесь час скорочується, тому що нагору піднімається прошарок "**F**", а донизу опускається підошва мантії. Таким чином, енергетика планети, або її саморозвиток, зосереджені в потенціалі її зовнішнього ядра.

Коли почало діяти ГГПЗ? О. Г. Сорохтін (О. Г. Со-

рохтін, 2002) вважає, що 3 700 млн років тому. За моделлю В. В. Аксьонова, це могло відбутися після утворення осередка твердого ядра та прошарку "**F**". Але необхідно враховувати, що діаметр осередка ріс поступово, і, очевидно, сила ГГПЗ також поступово збільшувалася, створюючи магнітний щит планети, здатний зберігати її живу матерію. Якщо брати до уваги, що Сонячна система могла формуватися від периферії до центру [20] і Сонце є молодою зіркою, то Меркурій та Венера, практично не маючи власного моменту обертання, можуть бути лише залишками структури Прасонця. Любий логічно мислячий науковець не може не погодитись з реальністю моделі В. В. Аксьонова, однак представники ТЛП цього не розуміють і крутять полюсами як "циган Сонцем". А палеомагнітна наука, маючи колосальний науковий потенціал, практично його не використовує.

Нелінійна геодинаміка

Ключовим моментом для розуміння розвитку Землі є пояснення відмінностей у будові Тихоокеанського та Індо-Атлантичного її сегментів.

Сутність дисиметрії за В. І. Вернадським (1965), полягає в тому, що під континентами земна кора побудована зовсім інакше, ніж під Тихим океаном, де близько підходять осередки "надзвичайно хімічно основної базальтової магми" і де континенти у фанерозої не існували. М. С. Шатський (1965) зазначав, що крім звичайного, нормального розвитку складчастих зон (мається на увазі серія каледонід, герцинід і альпід із піком процесу в герцинський час), існує інша область — Тихоокеанська, яка підкреслює дисиметрію планети. Це процес накладення на "нормальний" хід формування складчастих зон, тихоокеанських складчастостей з їхньою специфічною мезозойською металогенією.

Ю. М. Пущаровський, в розвиток ідей В. І. Вернадського і М. С. Шатського, відмічає, що Тихоокеанський сегмент планети являє собою дуже давнє структурне утворення. Тим самим він допускає різну будову двох частин планети, вважаючи, що це, може бути первинним, підкреслюючи початкову неоднорідність — принаймні, верхніх оболонок Землі (фактично тектоносфери). Це аргументується не тільки глобальною асиметрією Землі, але і деяких небесних тіл, зокрема Місяця, Венери, Меркурія та Марса. Вчений звертає увагу не тільки на загальну нерівномірність прояву енергії тектоносфери, але й на непостійність енергетичних потоків в окремих її місцях. У той же час головна асиметрія тектоносфери Землі може бути пов'язана з відносною сталістю прояву підвищеної її енергії в Тихоокеанському сегменті.

Залишається відкритим питання — коли ж утворилася S-подібна структурна форма Тихого океану. П. Фурмар'є (1971) вважає, що S-подібні структурні елементи — найдавніші на Землі. Точки зору, що Тихий океан утворився в докембрії, дотримуються Г. Штілле (1965) і П. М. Кропоткін (1967).

Цікаву спробу зіставлення великих форм географічних одиниць Землі з їхньою геологічною будовою зробив А. П. Карпінський у 1888 році. Він незвично розташував карту світу на площині — коли материки західної півкулі залишаються у звичайній позиції, а Євразія з Африкою та Австралією розміщуються вище них так, що тихоокеанське узбережжя витягується в єдину, злегка хвилясту лінію. Відзначено подібність форми всіх материків: Північної та Південної Америк і кожної з них з Євразією, яка об'єднана з Австралією. Складчасті області при такому розміщенні континентів утворюють вид єдиного стовбура уздовж лівого їх краю, з подібними відгалуженнями на кожному континентальному масиві. Не тільки складчасті області, а й великі давні платформи і западини займають в подібних контурах материків певне місце. В цілому зображається картина єдності гірських поясів Землі, де домінантою є Тихоокеанський пояс. Від нього в геологічному минулому на захід відходили гілки, що досягали великих розмірів: Гімалаї, Кунь-Лунь, Тянь-Шань, Алтай, Саяни-Становий хребет, а також дуги: ПівнічноАфриканська, Тавро-Дінарська і Малайська. Гілки не можуть бути давніші стовбура і, отже, Тихоокеанське дерево — найдавніший Ороген на Землі. А. П. Карпінський зазначав, що сам навряд чи зможе глибоко досліджувати цю геологічну гомологію, але вважав її дуже важливою. Дану споруду можна назвати "деревом Карпінського", і, якщо нагнути його вліво у вигляді кільця, отримаємо океанічну частину планети з Тихим океаном, обрамленим молодими деформаціями гірських порід, а вправо — континентальну її частину. *А якщо тепер, чисто гіпотетично, ці два кільця розмістити паралельно, представивши їх у вигляді циліндра, то з'являється припущення, що по осі даного об'єкта діє якась постійна сила і міститься вона явно за межами Сонячної системи.*

Підтвердженням ідеї "циліндра" можна вважати нинішній стан двох кілець "дерева Карпінського" в динамічних напругах поверхні земної кори. Порівняння сейсмотомографічних карт Тихоокеанського та Індо-Атлантичного сегментів (Мілановський Е. Е., 1991) дозволяє констатувати дуже велику різницю в їхній глибинній будові. В обох сегментах відокремлюються великі низькошвидкісні неоднорідності, ідентифіковані з речовиною зниженої в'язкості і підвищеного енергетичного потенціалу — тихоокеанська і африканська, але їх масштаби й риси розвитку абсолютно різні. Найбільш низькошвидкісні ареали фіксують у нижній мантії, при цьому Тихоокеанська неоднорідність перевищує за площею Африканську приблизно в 2.5 рази. У міру переходу до менш глибоких геосфер Африканська неоднорідність видозмінюється, так що на рівні 800 *км* вона ледь помітна. Тихоокеанська нео-

днорідність із зменшенням глибини видозмінюється, від рівня до рівня набуваючи все більш розчленованої структури, але імідж океану як цілісного утворення при цьому не зникає — більше того, низькошвидкісні ареали навіть збільшуються в розмірах. Найстійкіше в часі поводиться низькошвидкісний ареал у південній його частині (Ю. М. Пущаровський, 2005).

З вищевикладеного виходить, що обсяг низькошвидкісної мантії Тихого океану як би розплющується доверху. Східнотихоокеанський спредінговий хребет також виглядає розплющеним в порівнянні зі серединними Атлантичним і Індоокеанським хребтами. Ю.М. Пущаровський відзначає і їхню глибинну відмінність — останні простежуються тільки до глибини 800 *км*, а Східнотихоокеанське підняття — до 1700 *км*. До глибини 1800 *км* простежується Андійський складчастий пояс Південної Америки. Центральна область Тихоокеанської западини простежується практично до самого ядра. На дуже великі глибини опускається і Циркумтихоокеанський пояс.

В Індо-Атлантичному сегменті через весь інтервал 800–2750 *км* простежується смуга згрупованих високошвидкісних аномалій, що відповідають Євразійському орогенно-складчастому поясу, який можна представити у вигляді воронки, що простягається від Гібралтару до узбережжя Тихого океану (Есипович С. М., 2015). По суті, вона розділяє континентальні блоки північного і південного рядів. Оскільки Євразійський складчастий пояс значно ширше і потужніше на сході, то напрошується припущення, що він формувався під пресингом дрейфу на захід, згідно силам інерції високоенергетичної тихоокеанської неоднорідності.

Що можна сказати про характер сили, що діє по осі "труби"? Схоже, що вона віджимає високоенергетичну компоненту зовнішнього ядра від океанічної частини планети в континентальну — діючи з певним західним дрейфом завдяки силам інерції, і формує "айсберги континентів" із потужними коренями в мантії. Ця сила не постійна в часі, і максимуми її енергії синхронізовані з частотою обертання Землі — тобто, це якісь хвилі (можливо "темної матерії") (Єсипович С. М. та ін., 2005). Астрономічними спостереженнями встановлено, що Сонячна система рухається по галактичному шляху зі швидкістю 240 *км/с*, і зі швидкістю 19 *км/с* її зносить якась сила в сторону сузір'я Геркулеса (Куликов К. А., 1977). І якщо це хвилі "темної матерії", то своєю поздовжньою складовою вони зносять не тільки Сонячну систему, але і всю Галактику, а поперечна їх складова забезпечує обертання стаціонарних об'єктів Всесвіту.

Дослідники зі США виявили, що навколо нашої планети утворилася невідома матерія, яка своєю присутністю негативно впливає на масу планети. За словами доктора Бена Харріса, дана екзотична форма матерії не взаємодіє ні зі звичайними матеріями, ні з випромінюваннями, тому в даний час вчені можуть міркувати про її наявність лише за непрямими доказами, повідомляє ЕвроЗМІ з посиланням на *dailytechinfo* (15.01.2014). Подібні види темної матерії давно відомі у віддалених глибинах Всесвіту, але групі дослідників з Університету Арлінгтона (штат Техас, США) вдалося вперше відстежити присутність даного виду матерії навколо Землі. Завдяки дослідженню, яке тривало кілька місяців, вчені довели, що через присутність "темної матерії" в ореолі планети, Земля періодично змінює власну масу. Група астрофізиків з Техаського університету планує і надалі продовжувати дослідження в напрямку вивчення загадкової "темної матерії" в ореолі Землі.

Проте, якщо дією гіпотетичних хвиль можна принципово пояснити обертання Землі та нинішній стан двох кілець "дерева Карпінського" то пояснити основні географічні гомології планети, які ще у XIX столітті описав Е. Реклю (1889), складно:

- переважну "континентальність" Північної півкулі і "океанічність" Південної, що відзначалося ще Ч. Лайєлем (1866);
- трикутну форму всіх материків, які звужуються на південь, і протилежну трикутність форм океанів, які звужуються на північ;
- кільце суші навколо Північного Льодовитого океану і кільце океану навколо континенту Антарктида.

Поль Фурмар'є наводить висловлювання Гарольда Джеффріса (1963): "Який би не був фізичний стан Землі при її виникненні як самостійної планети, повинен був наступити момент, коли вона, мабуть, являла собою високотемпературне рідке або в'язке кулясте тіло".

І. І. Чебаненко (2011), спираючись на роботи В. Г. Бондарчука, М. П. Семененка, В. В. Білоусова, Н. В. Муратова та інших, висловлює науково обґрунтовану думку геологів, що основною рушійною силою геологічних процесів на планеті Земля є процес саморозвитку й самоеволюції первинної космічної високоенергетичної речовини, зосередженої в її серцевині. Геофізичними дослідженнями підтверджено — пластичне зовнішнє ядро затиснуте в суперщільному каркасі мантії. М. П. Семененко вважає, що ядро Землі є продуктом чисто водневої космічної речовини, яка складалася з 85% водню, і саме в ньому закладені енергетичні джерела геохімічних і геологічних процесів та постійного, періодично пульсуючого енергетичного розвантаження планети. Зараз маємо внутрішнє тверде залізонікелеве ядро (гідриди й карбіди металів), зовнішнє пластичне ядро (метало-воднева суміш) і в основному кисневий каркас мантії, що за даними сейсмічної томографії не витриманий за фізичними властивостями, насамперед, радіально. С. І. Суботін підтвердив думку Г. Джеффріса, що утворення в тілі планети радіальних геосфер з відмінними фізичними влас-

тивостями можливо лише в тому випадку, якщо з самого початку вона була в досить пластичному рухливому стані (газоподібному або рідкому).

На підставі вищевикладеного можна констатувати, що формування океанічної та континентальної частини планети високоенергетичною субстанцією ядра відбувалося з боку її південного полюса (Есипович С. М., 2015), за правилом буравчика інерційних сил, під постійним пресингом Космосу — неоднорідності галактичного шляху Сонячної системи та "биття" хвиль "темної матерії" в область Тихого океану. Це пояснює не тільки географічні гомології планети, але й її нинішню грушовидну форму. По суті, саме так і формувалася складна нелінійна геодинаміка розвитку планети. Ю. М. Пущаровський (2005**)** визначив її як спеціальну дисципліну тектоніки, що вивчає особливості невпорядкованого прояву в часі і просторі окремих структуроутворювальних рухів або їх сукупностей у всій тектоносфері, обумовлених динамічною взаємодією різних внутрішньопланетних або позапланетних факторів, ознак суті нелінійної геодинаміки він не висвітлив.

Нерозуміння генетичної відмінності геодинаміки Тихоокеанського кільця та Альпійсько-Гімалайського поясу призводить до того, що практична геологія починає шукати в межах останнього нафтові родовища Білого Тигру, або сланцевий газ Північної Америки даремно витрачаючи шалені кошти.

Практичні наслідки невмотивованого застосування ТЛП

Після фундаментальних робіт Інституту геофізики НАНУ в останній четверті XX століття, українська геофізика починає стрімко "занурюватись" у мантію (як говорив К. Ф. Тяпкін — там ніхто не перевірить). І хоча само по собі це добре — бо розвиваються фізичні основи спостереження та інтерпретації, але подається результуючий матеріал переважно з позицій ТЛП. В результаті багатющі дані про будову мантії, як і дані палеомагнітних досліджень, практично не використовуються, обслуговуючи неіснуючі в природі гіпотетичні уявлення. Почавши критику з Чорноморського регіону, плитотектоністи сміливо переключилися на древні кратони, і ми вже чуємо, що вивчати будову УЩ можна лише задіявши геодинаміку "*пра-* чогось там" за його межами. Їх не турбує древній вік (катархей-архейський) порід щита, і те, що тоді існував овоїдно-кільцевий етап розвитку планети, а земна кора мала розм'якшений стан. І маститі академіки починають серйозно пов'язувати поверхневі аномалії земної кори (до 5–6 *км*) з гіпотетичними конвекційними модулями в мантії.

Ю. Оровецький в Геофізичному журналі № 2, за 2002 р пише, що після смерті А. В. Чекунова будова Чорномор'я та історія його розвитку була піддана жорсткій ревізії з позиції тектоніки плит (А. П. Герасимов, А. Г. Юдін, А. М. Нікішин, М. В. Коротаев — 1994–2000 рр.). При цьому, результати ГСЗ не обговорювалися та не критикувалися, що було б доцільно при заміні парадигми, вони апріорі відміталися, як непотрібний анахронізм. Робота (О. Б. Гінтов та інші) була опублікована у 2014 році, і профіль 29 ГСЗ наведено в обробці Е. П. Баранової, (2008) та Т. П. Єгорової, (2010). Цей же профіль був переоброблений по методології професора МГУ В. Б. Пійп у 1998 році, а в 2011 р вийшла робота (В. Б. Пійп, А. П. Єрмаков) по переобробці профілів ГСЗ в межах Чорного моря. А вже через рік на їх базі та уявленнях А. В. Чекунова (1990) і Є. Ф. Шнюкова (1999) опублікована робота автора [21], де чітко показані блоки океанічної кори, в тому числі і під Індоло-Кубанським прогином. У О. Б. Гінтова високий науковий авторитет, і він має право не знати, або не враховувати розробки інших дослідників, але його не можуть не цікавити результати буріння. А в Чорноморському регіоні не підтверджені жодні гіпотетичні уявлення ТЛП. Всі п'ять глибоких пошукових свердловин, пробурених в межах Чорного моря, вартістю біля мільярда доларів виявилися пустими, як і перед цим буріння в межах Каспію. Доцільно нагадати, що до відкриття нафтових родовищ Дан та Екофіск в центральному грабені Північного моря, було пробурено 240 "невдах" по всій його площі. Сам грабен оминали стороною, бо з позицій ТЛП, він був "нелогічний", а гіпотеза органічного походження нафти заперечувала наявність колекторів писальної крейди на таких глибинах.

Висновки

На підставі вищевикладеного можна констатувати, що *формування океанічної та континентальної частин поверхні планети Земля відбувалося з високоенергетичної планетарної субстанції, у рамках глобальних галактичних циклів, з боку південного її полюса під постійним пресингом впливу Космосу (неоднорідності Галактичного шляху Соняної системи та биття хвиль "темної матерії" в область Тихого океану.)* По суті, саме так формувалася складна геодинаміка розвитку Землі. Щільно упакований панцир первинної протокори планети, завдяки циклічному розвитку високоенергетичної субстанції ядра в ритмах розширення-стиснення, у цілому, був рухливим. На *етапах розширення* між жорсткими блоками розвивалися шовні рифтогенні зони. Ансамблі БПЖ здобували певний ступінь свободи й могли обмежено переміщуватися під дією рівнодіючої двох сил — інерції та скочування на екватор — провертаючись проти годинникової стрілки в північній півкулі й за нею — у південній. Оскільки *на етапах стиснення* вихід через ШРЗ накопиченої енергії у вигляді флюїдних потоків відбувається частіше, то БПЖ переважно просідають,

зменшуючи обсяг планети й утворюючи улоговини океанів, а в межах самих міжблокових зонах формуються різноманітні структури у вигляді океанічних хребтів, острівних дуг, ланцюжків гійотів. Необхідно повністю погодитися з В. М. Шолпо (1986), що основні географічні гомології Ч. Лайєля, Э. Реклю, О. П. Карпінського, П. Фурмар'є виявилися надзвичайно важливими для розуміння історії розвитку планети — це як зашифрована інформація про формування її надр.

Підсумовуючи вищевикладене, можна констатувати, що ніякого круговороту в міфічних конвекційних модулях перегрітої мантійної речовини немає, а значить ніяких значних переміщень по поверхні планети літосферних плит бути не може. Обмежено переміщатися під дією ротаційної динаміки, під час епох розширення-стиснення, можуть тільки блоки-призми підвищеної жорсткості та автономні блоки земної кори.

Література

1. Аксёнов В. В. О генерации Главного геомагнитного поля / В. В. Аксёнов // Геофиз. жур. — 2004. — Т. 26. — № 6. — С. 174–178.
2. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы / Н. Ф. Балуховский. — К.: Наук. думка, 1966. —168 с.
3. Барсуков В. Л.. Фазовые превращения в переходной зоне мантии и возможные изменения радиуса Земли / В. Л Барсуков, В. С. Урусов // Геохимия. — 1982. — №12. — С. 1729–1743.
4. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов / В. В. Белоусов — М.: Наука, 1968. — 255 с.
5. Бондарчук В. Г. Основы геоморфологии / В. Г. Бондарчук. — М.: Учпедгиз, 1949.— 273 с.
6. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии / С. Н. Бубнов. — М.: Изд-во МГУ, 1960. — 234 с.
7. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения / В. И. Вернадский. — М.: Наука, 1965. — 374 с.
8. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли / П. С.Воронов. — Л.: "Наука", 1968. — 124 с.
9. Газовые факелы на дне Черного моря / Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. [и др.] — К.: ПП "Гнозіс", 1999. — 134 с.
10. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий / Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А. [и др.] // Геофиз. жур. — 2014. — № 5. —С. 26–63.
11. Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена / Х. Дачев, И. С. Вольвовский , А. В-.Чекунов [и др.]. — К.: Наук. думка, 1996. —216 с.
10. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития / О. Б. Гинтов. — К.: Наук думка, 1978. —164 с.
11. Гинтов О. Б. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. / О. Б. Гинтов, И. К. Пашкевич // Геофиз. жур. — 2010. — № 2. — С.3–28.
12. Гутерман В. Г. Сила тяжести и тектогенез / В. Г. Гутерман. // Природа. — 1992. — № 9. — С. 34–43.
15. Есипович С. М. История развития планеты Земля — пульсирующее расширение под действием космического прессинга / С. М. Есипович. — Одесса: Астропринт, 1998. — 152 с.
16. Есипович С. М. Некоторые аспекты развития планеты Земля / С. М. Есипович // Геодинамика. — 2000. — 1(3). — С. 28–38.
17. Есипович С. М. Цикличность геологических процессов в формировании земной коры (на примере нефтегазоносных регионов Украины): дис. ... докт. геол. наук., защищена 29.06.2004: утв. 05.12.2004/ Есипович Станислав Михайлович; Інститут геологических наук. — К.: 2004. — 298 с.
18. Єсипович С. М. Деякі уявлення про будову та розвиток спіральних галактик з точки зору наявності у Всесвіті значних об'ємів "Темної матерії" / С. М. Єсипович, Б. М. Симагін, Л. Ф. Цемкало // Наук. вісн. НГУ. — 2005. — № 3. — С. 36–42.
19. Есипович С. М. Цикличность пульсирующего развития земной коры в ритмах расширения-сжатия для фанерозоя / С. М. Есипович. // Між. наук. конф. Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання: [зб. наук. пр.] / відп. ред. Шабатура О. Д. — К.: КНУТШ, 2006. — С. 32–37.
20. Єсипович С. М. Формування Сонячної системи — унікально-випадкове явище чи закономірний еволюційний процес розвитку матерії в часі та просторі / С. М. Єсипович / / Наук. вісн. НГУ. — 2006. — № 7. — С. 23–28.
21. Есипович С. М. Зоны напряженного тектоно-динамического режима и перспективы нефтегазоносности центральной и северной частей Черного моря / С. М. Есипович // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2012. — № 3. —С. 20–35.
22. Есипович С. М. История планеты Земля — пульсирующее развитие под действием космического прессинга [Електронний ресурс]: монографія: С. М. Єсипович; ДУ "Наук. центр аерокосміч. досл. Землі Інст-ту геолог. наук НАН України". — Елетрон. дані (1 файл) / — К., 2015.– 190 с. — Інтернет-портал "Research Gate". Режим доступу: http://www.researchgate.net/ profile/ Stanislav_Yesypovych/ publications. — Назва з екрану. — Дата звернення: 17.05.2017.
23. Карпинский А. П. О правильности в очертании, распределении и строении континентов / А. П. Карпинский // Горн. журн. — 1888. — Т.1. — С. 252–269.
24. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение / Г. Н. Каттерфельд.— М.: Географгиз, 1962. — 134 с.
25. Козленко В. Г. Расширение Земли: теоретическая конструкция и фактические данные / В. Г. Козленко, Э. Л. Шеен //Геофиз. журн. — 1992. — Т.14.— №2. — С. 22–29.
26. Круглов С. С. Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины / С. С. Круглов. — Львов: Изд-во Львов. унив., 2001. — 83 с.

27. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України / Ю. З. Крупський.— К.: УкрДГРІ, 2001. — 144 с.
28. Куликов К. А. Планета Земля / К. А. Куликов, Н. С. Сидоренков . — М.: Наука, 1977. — 192 с.
29. Лайель Ч. Основные начала геологии / Ч. Лайель. — СПб, 1866. — Т. 1.
30. Мелихов Р. В., Геолого-геофизические материалы говорят о перспективе открытия нового нефтегазоносного района к югу от Крыма / Р. В. Мелихов, В. Б. Пийп, К. В. Кривошея // Тези доповідей 5-ї Міжнародної конференції "Нафта-Газ-України-98". — Полтава, 1998. — Том 1. — С. 298–299.
31. Меляховицкий А. А. Реология вещества мантии Байкальской рифтовой зоны по данным изучения мантийных ксенолитов в базальтах / А. А. Меляховицкий // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. — М.: ГЕОС, 1996. — С. 95–97.
32. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике / Е. Е. Милановский // Геотектоника. — 1991. — № 1.— С. 3–21.
33. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин / М. В. Муратов. — М.: Наука. 1975. — 176 с.
34. О мощности магнитоактивной толщи Земли. Нетрадиционные вопросы геологии / Васильев Р. Т. [и др.] — М.: Геолфак МГУ, 1998. — С. 16–18.
35. Паталаха Е. И. Тектонический поток типа "торнадо" в геологических структурах : Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море / Е. И. Паталаха // Минеральные ресурсы Украины. — 2000. — №1. — С.38–39.
36. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра / А. В. Пейве // Природа. — 1977. — № 6. — С. 3–13.
37. Пийп В. Б. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным / В. Б. Пийп, А. П. Ермаков //Вестн. Моск. Ун-та, Сер. 4. Геология. — 2011. — № 5. — С. 61–68.
38. Прогресс в геофизике, начавшийся с Великого Аляскинского землетрясения 1964 года / Хеслер П, Лейт У, Волд Д, Филсон Дж, Вольф К, Эпплегэйт Д. // Геофиз. журн. — 2014. — Т.36. — №5. — С. 165–169.
39. Пущаровский Ю. М. Избранные труды / Ю. М. Пущаровский. — М.: Наука, 2005. — Т. 1. — 350 с. — Т 2. — 555 с.
40. Реклю Э. Земля, описание жизни земного шара / Э. Реклю. — М.: — СПб, 1898. — Вып. 1. .
41. Рябенко В. А. Об особенностях архейской складчатости УЩ / В. А. Рябенко // Пробл. осад. геол. докембрия. Вып.2. — К.: 1967. — С. 189–193.
42. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии / Л. И. Салоп. — Л.: Недра, 1982. — С. 210.
43. Свириденко В. Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Паннонско-Динарскому региону (краткий обзор) / В. Г. Свириденко // Геотектоника. — 1978. — № 1. С. — 94–105.
44. Семененко Н. П. Геохимия сфер Земли / Н. П. Семененко. — К.: Наук. Думка, 1987. — 160 с.
45. Слензак О. И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия / О. И. Слензак. — К.: Наук. думка, 1972. — 183 с.
46. Сорохтин О. Г. Развитие Земли / О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков // Учебник; под ред. акад. РАН В. А. Садовничего. — М.: Изд-во МГУ, 2002. —560 с.
44. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. И., Чекунов А. В. и др. — К.: Наук. думка, 1978. —272 с.
47. Субботин С. И. Вопросы гравиметрии. Исследования земной коры и мантии. Теория тектогенеза / С. И. Субботин // Избр. Труды. — К.: Наук. думка, 1979. — 475 с.
48. Трифонов В. Г. Современные движения земной коры по данным космической геодезии / В. Г. Трифонов, А. К. Певнев // Фундаментальные проблемы общей тектоники. — М.: Науч. мир, 2001. — С. 374–401.
49. Формування структури земної поверхні від протокори до геотектур і морфоструктур морського дна / Єсипович С. М., Савченко В. П., Бондаренко А. Д., Титаренко О. В., Єсипович Н. І. // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана. — 2011. — № 4. — С.47–63.
50. Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов / П. Фурмарье. — М.: "Мир", 1971. — 256 с.
51. Хазан Я. М. Тектоника плит: "за" и "за" / Я. М. Хазан // Геофиз. журн. — 2014. — №5. — С.170–173.
53. Чебаненко И. И. Является ли ротационная динамика Земли главным источником (причиной, движущей силой) геологических процессов на планете Земля? / И. И. Чебаненко // Геол. журн. — 2011. — №1. — С.128–131.
54. Чекунов А. В. Крым в системе разломов Черноморского регион. / А. В. Чекунов // Докл. Академии наук УССР. Серия Б. — 1990. — №3. — С. 20–24.
55. Шатский Н. С. Тектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений / Н. С. Шатский // Избр. тр.— М.: Наука, 1965. — Т.3. — С. 191–200.
56. Шен Э. Л. Расширение Земли в связи с формированием ее глобальной структуры. Проблемы расширения и пульсации Земли. / Э. Л. Шен — М.: Наука 1984. — С. 180–185.
57. Шкала геологического времени / Харленд У. Б. [и др.] — М.: Мир, 1985. — 139 с.
58. Шолпо В. Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? / В. Н. Шолпо. — М.: Наука, 1986. 1— 57 с.
59. Штилле Г. Избранные труды / Г. Штилле. — М.: Изд-во МИР, 1964. — 610 с.
60. Эз В. В. Структура Исландии и спрединг океанического дна / В. В. Эз. // Геотектоника. — 1984. — № 3. — С. 101–111.
61. Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land / W. H. Hobbs // Bull. Geol. Soc. Am. — 1911. — Vol. 22. — P. 123–176,

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ОБОЛОЧКИ ПЛАНЕТЫ

С. М. Єсипович

Гипотезой считается гипотетическая цепочка логических событий или процессов, которые базируются хотя бы на одном научном факте. Последовательно наполняясь фактами и теоретическими расчетами, она может перерасти в концепцию, а затем в теорию. Базируясь только на установленном факте "спрединга" и используя гипотетическое понятие "субдукции", тектоника литосферных плит остается только интересной гипотезой, как, впрочем, и действие волн "темной материи" на стационарные объекты Космоса (то есть наличие "темной материи" доказано, но то, что она распространяется в виде волн — только предположение).

Ключевые слова: морфометрия поверхностных структур планеты, тектоника литосферных плит, теория геосинклиналей, ядро, пластическое ядро, мантия, цикличность, волны темной материи, географические гомологии

MODERN IDEAS ABOUT THE FORMATION OF GEOLOGICAL AND MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE SURFACE SHELL OF THE PLANET

S. M. Jesypovych

Hypothesis considered hypothetical logical chain of events or processes, which are based on at least one scientific fact. Consistently filled with facts and theoretical calculations, it can develop into a concept, and then to the theory. Based only on the established fact "spreading" and using a hypothetical concept of "subduction" Plate tectonics is only an interesting hypothesis, as well, and the action of waves of "dark matter" in the Cosmos stationary objects (ie the existence of "TM" proven, but that apply it in the form of waves — then questions).

Keywords: morphometry of the surface structures of the planet, tectonics of lithospheric plates, the theory of geosynclines, nucleus, plastic core, mantle, cyclicity, waves of dark matter, geographical homologies

УДК 551.583

Зміни кліматичних тенденцій в районі Антарктичного півострова

В. О. Кравченко, О. М. Євтушевський *
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

Оцінки зв'язків зимової температури в районі Антарктичного півострова з тропічними температурними аномаліями свідчать про довготривалі зміни в інтенсивності тропічних впливів. Ці зміни пов'язані зі стійкістю меридіонального ланцюга стаціонарних планетарних хвиль, вздовж якого розповсюджуються тропічні збурення в секторі Тихого океану, впливаючи на клімат Антарктичного півострова. Період найбільш відчутних тропічних ефектів припадає на 1980-і–1990-і роки, і в цей час спостерігалися найбільш швидкі темпи зимового потепління на станції Фарадей/Вернадський. Одна із складових змін зимової температури на півострові — 16-річна періодичність з амплітудою близько 1°C — також дає внесок у регіональні зміни клімату.

Ключові слова: Антарктичний півострів, зимова температура, тропічні температурні аномалії, Тихий океан, зміни клімату

© В. О. Кравченко, О. М. Євтушевський. 2017

Вступ

Потепління в районі Антарктичного півострова зареєстровано із середини 1950-х років, і найвища його швидкість спостерігалася в зимові місяці червень–серпень. На початок 2000-х зимове потепління тут досягло ~ 6°C, а температурний тренд становив 1.1°C/10 р. [4, 6, 12, 15]. В той же час, літні температури зростали в декілька разів повільніше, ~ 0.3°C/10 р. Для порівняння, глобальне потепління за 1956–2005 рр. відбувалося в середньому зі швидкістю ~ 0.1°C/10 р. [21].

Кліматичні зміни в районі Антарктичного півострова є особливо виразними на фоні глобальних змін, як видно з рис. 1. Це дані аналізу поверхневих температур GISTEMP NASA (https://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/ [10]). У другій половині 20-го століття зимове потепління на Антарктичному півострові було найвищим на земній кулі (показано стрілкою на рис. 1, зліва). В останнє десятиліття у всьому антарктичному регіоні спостерігається зворотна тенденція — зниження зимової температури. На полярних широтах Антарктичного півострова ~70°S від'ємний тренд у 2006–2015 рр. становив близько –1°C/10 р. (стрілка на рис. 1, справа).

На станції Фарадей/Вернадський (Великобританія: 1950–1995 рр. / Україна: з 1996 р.), розташованій у західній частині Антарктичного півострова, зимовий температурний тренд за період 1950–2005 рр. дорівнював 1.05±0.25°C/10 р. (пунктирна пряма на рис. 2), тоді як за період 1950–2016 рр. 0.91±0.36°C/10 р. Наведені значення трендів є статистично значущими на рівні 2σ. Зниження тренду у другому випадку свідчить про внесок останнього десятиліття у гальмування довготривалого потепління. Це видно з ходу суцільної кривої на рис. 2 — довготривале лінійне зростання зимової температури (пунктирна лінія) припинилося у 2000-і роки. Помітне навіть деяке, статистично незначуще, зниження температури. Ці оцінки отримано за даними проекту SCAR READER ([19]; див. веб-сторінку Британської антарктичної служби https://legacy.bas.ac.uk/met/READER-/data.html). За іншими оцінками середньорічні температури на півострові з кінця 1990-х років знижуються зі статистично значущою швидкістю — 0.47±0.25°C/10 р., а найбільш швидке похолодання припадає на літо у південній півкулі [5]. Згідно з [13], відносне похолодання останнього десятиліття найбільш помітне у північній частині півострова в осінній та зимовий сезони. Тенденції, відзначені в [5, 13], загалом, узгоджуються з даними для останнього десятиліття на рис. 1 (справа).

Різке зниження зимової температури на станції Фарадей/Вернадський відбулося між першою та другою половинами 1970-х років, в середньому, від – 6°C до –11°C (рис. 2). До та після середини 1970-х потепління відбувалося із значно більшою швидкістю, ніж в середньому для другої половини 20-го століття (1.1°C/10 р.) за попередніми публікаціями: 2.2±1.7°C/10 р. та 1.9±1.1°C/10 р., відповідно, у 1950–1975 та 1976–2005 рр. (штрих-пунктирна та точкова лінії на рис. 2). У нерівномірність потепління в районі Антарктичного півострова дає внесок і періодична складова: 30-річна періодичність відзначена за змінами середньорічної температури на станціях півострова [3], а 16-річний період виявлено у коливаннях зимової температури [2, 7]. На коротших часових масштабах спостерігаються впливи квазіперіодичних явищ Ель Ніньйо (2–8 років [1, 6, 20]).

Встановлено, що довготривалі температурні ко-

*E-mail: o_evtush@ukr.net

Online ISSN 2313-2132

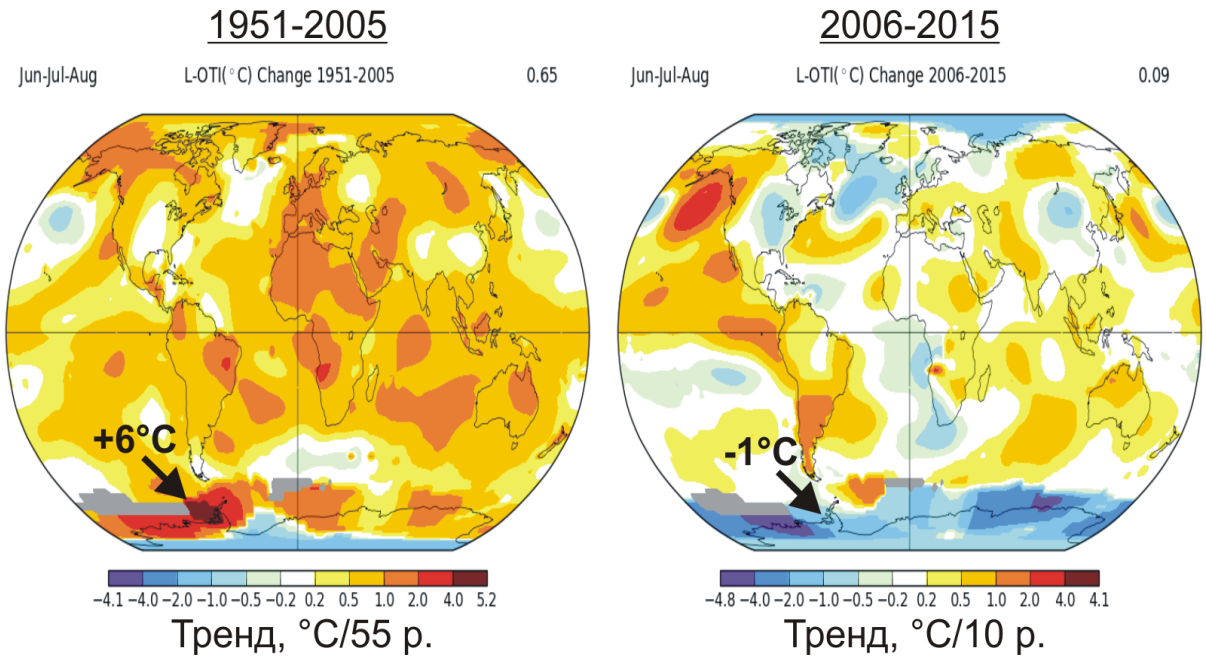


Рис. 1. Глобальний розподіл зміни зимової температури (для південної півкулі — червень–серпень) за 1951–2005 рр. (зліва) та за 2006–2015 рр. (справа) за даними аналізу поверхневої температури в Інституті космічних досліджень Годдарда (США), проект GISTEMP NASA (https://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/)

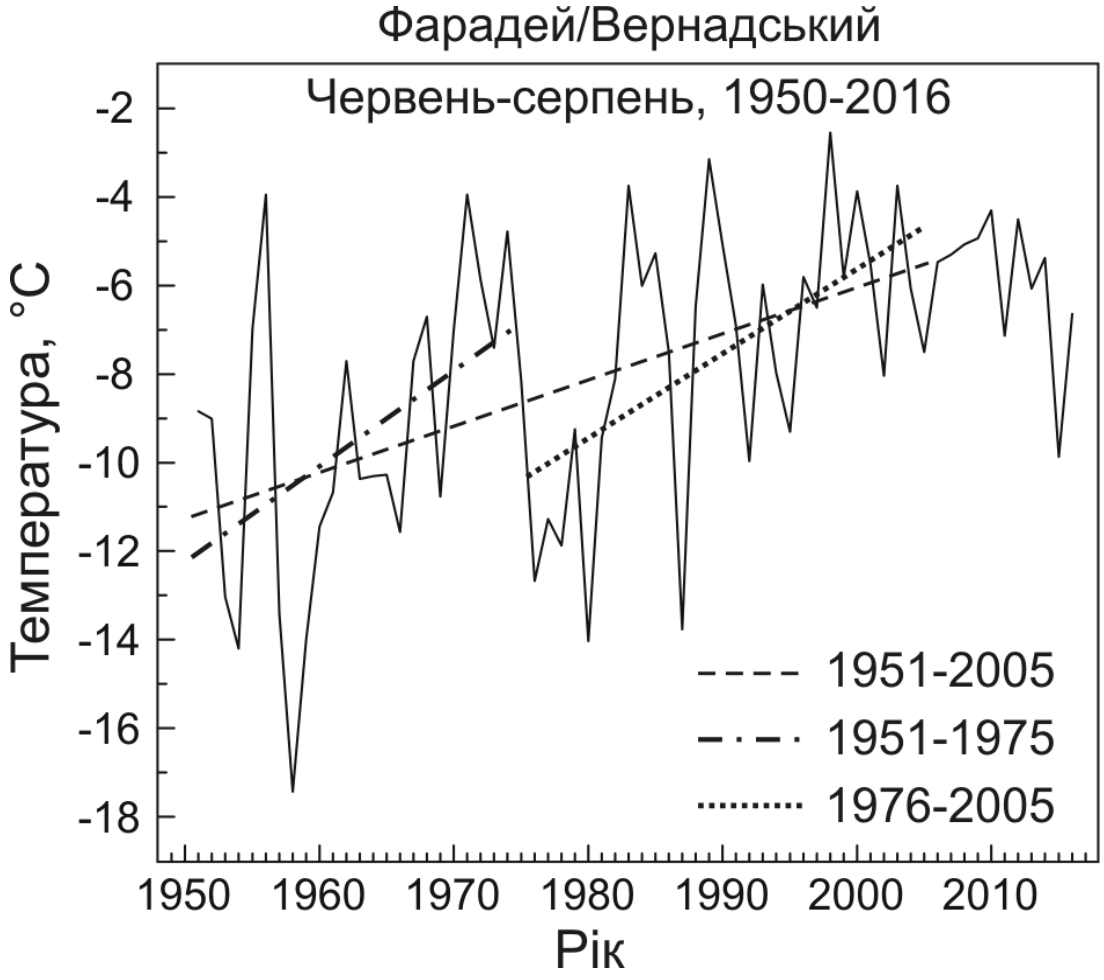


Рис. 2. Міжрічні варіації (1950–2016 рр., суцільна крива) та лінійні тренди температури на станції Фарадей/Вернадський у зимові місяці червень–серпень

ливання спостерігаються і в глобальних масштабах. З 1850 р. відзначено три періоди глобального зростання температури, яке двічі припинялося та змінювалося тенденцією глобального похолодання: в кінці 19-го століття та в 1940-х–1950-х рр. [21]. Ознаки припинення потепління спостерігаються також з початку 21-го століття, що видно і з порівняння розподілів температурних трендів для зимового сезону на рис. 1 (зліва та справа). Таким чином, глобальне потепління носить ступінчастий характер, який пояснюють поєднанням антропогенних впливів, змін сонячної активності та природних коливань кліматичної системи [1, 21].

Регіональні кліматичні зміни пов'язують із змінами атмосферної циркуляції, які у південній півкулі значною мірою спричинюються варіаціями так званих кліматичних мод [1, 5]: аномалій температури (явища Ель Ніньйо) та тиску (Південне коливання) — ЕНПК — у тропіках, різниці тиску між середніми та високими широтами (Південна кільцева мода, ПКМ), а також великомасштабних квазістаціонарних хвильових структур — меридіональних (Тихоокеанічна–Південно-американська мода, ТПАМ) та зональних (квазістаціонарні хвилі із зональними хвильовими числами 1–3, КСХ1–КСХ3).

Визначено, що на потепління в районі Антарктичного півострова у літній сезон впливає посилення зональної циркуляції через висхідний тренд індексу ПКМ [17]. У свою чергу, індекс ПКМ виявився залежним від тенденції збільшення площі озонової діри у 1980-і–1990-і роки. Весняна аномалія ПКМ та циркуляції у стратосфері, яка виникає при зниженні температури внаслідок втрат озону, має властивість повільно знижуватися із стратосфери в тропосферу, викликаючи посилення західного вітру на поверхні у літні місяці. Цей процес супроводжується перенесенням теплих повітряних мас з океану в бік півострова.

За даними [8], в осіннє потепління на півострові дає внесок тропічний вплив у секторі Тихого океану, де в цей сезон спостерігається помітне довготривале зростання поверхневої температури. Аномалії в температурі поверхні океану (ТПО) передаються меридіональним ланцюгом хвиль у високі широти та впливають, зокрема, на температурний тренд у районі півострова. Такий вплив призводить до зменшення площі морського льоду восени, особливо на захід від півострова, з подальшим підняттям температури у зимовий та весняний сезони. В роботі [16] було відзначено, що у весняні місяці потепління є характерним для всієї західної Антарктики і воно також має джерелом тропічну частину Тихого океану та явища ЕНПК. Коливання ТПО та тропічної конвекції через хвильовий ланцюг ТПАМ досягають полярного регіону.

В цій роботі розглянуто температурні аномалії в районі Антарктичного півострова та проаналізовано можливі джерела довготривалих змін зимової температури.

Дані та методика аналізу

Використано дані вимірювань температури повітря на станціях Антарктичного півострова Фарадей/Вернадський, Беллінсгаузен, Есперанца та Марамбіо, які забезпечує проект READER (REference Antarctic Data for Environmental Research — стандартизовані антарктичні дані для досліджень навколишнього середовища) Наукового комітету з антарктичних досліджень SCAR (The Scientific Committee on Antarctic Research) [19]. Дані розміщені на вебсторінці Британської антарктичної служби https://legacy.bas.ac.uk/met/READER/data.html). Чотири вибрані станції (рис. 3 а) характеризуються найбільшою амплітудою 16-річного періоду коливань зимової температури [7]. Дані для першої станції показані на рис. 2, а усереднені для решти трьох — на рис. 3 б.

Для ототожнення міжрегіональних впливів і зв'язків температурні часові ряди зіставлялися з атмосферними параметрами південної півкулі з використанням даних реаналізу NCEP/NCAR (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html) та із застосуванням лінійної кореляції. Пошук періодичності у варіаціях метеоданих здійснювався із застосуванням спектрального аналізу.

За даними реаналізу для району Антарктичного півострова сформовано часовий ряд поверхневих температур ТАП, усереднених за зимові місяці червень-серпень у сегменті 50–70°W, 60–70°S (жовтий сегмент на рис. 3 а). Цей ряд значень ТАП охоплює період 1948–2016 рр. загальною тривалістю 69 років, він показаний на рис. 3 в. Для кореляційних співвідношень з часового ряду ТАП вилучався лінійний або поліноміальний тренд (в залежності від переважаючої лінійної або нелінійної тенденції у змінах середньомісячної температури) і одержаний ряд температурних аномалій, усереднених за червень-серпень, використовувався як індекс ТАП міжрічної змінності зимової температури в районі Антарктичного півострова. Криві на рис. 3 б та 3 в ілюструють міжрічні варіації та довготривалі зміни зимової температури. Можна відзначити висхідний тренд до початку 2000-х (статистично незначущий для трьох вибраних станцій, рис. 3 б) та припинення потепління або деяке похолодання у 2000-і–2010-і. Ці тенденції узгоджуються з даними для станції Фарадей/Вернадський (див. рис. 2) та з останніми опублікованими даними для Антарктичного півострова, згаданими у Вступі.

Темпи зимового потепління до 2005 р. в межах півострова знижуються, якщо рухатися на північ: 1.1°C/10 р. на станції Фарадей/Вернадський (див. рис. 2) та 0.28°C/10 р. для трьох станцій, розташованих північніше (рис. 3 б). Для виділеного сегменту навколо Антарктичного півострова (рис. 3 а) дані реаналізу показують тренд 0.56°C/10 р. (див. рис. 3 в). Проте щорічні

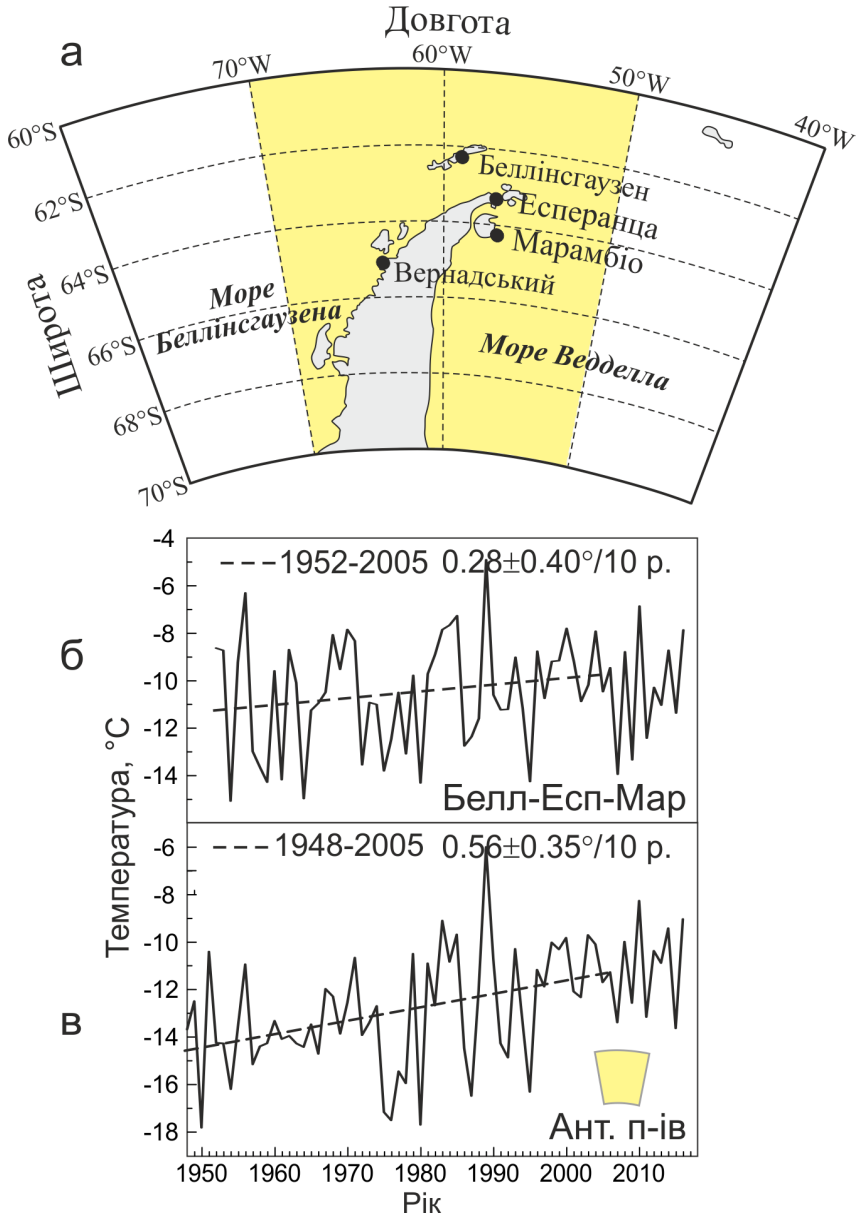


Рис. 3. а — станції Антарктичного півострова, вибрані для аналізу змін зимових температур (червень–серпень); б — варіації температури за усередненням для станцій Беллінсгаузен, Есперанца та Марамбіо; в — усереднена поверхнева температура ТАП для регіону Антарктичного півострова (дані NCEP–NCAR), позначеного жовтим сегментом на (а). На (б, в) пунктирними лініями нанесено температурні тренди, обчислені до 2005 р. і вказані над кожною кривою

зміни температури відбуваються досить узгоджено. Коефіцієнт кореляції індексу ТАП з рядом вимірювань на станції Фарадей/Вернадський $r = 0.77$, а з рядом для трьох станцій $r = 0.70$. Це свідчить про дію спільних факторів міжрічної змінності зимових температур у досліджуваному регіоні, і нижче наводяться оцінки внеску тропічних чинників у цю змінність

Зміни температурних тенденцій за кореляційними співвідношеннями

На рис. 4 показано географічний розподіл коефіцієнта кореляції між індексом ТАП та температурою поверхні океану у південній півкулі та тропіках для 1948–2016 рр. Зображення побудоване з використанням можливостей реаналізу для опрацювання даних, зокрема, для візуалізації кореляційних співвідношень (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/). Для цього файл середньомісячних значень індексу ТАП було завантажено на ftp-сервер реаналізу (ftp.cdc.noaa.gov). З рис. 4 видно регіони, між якими існує тісний кореляційний зв'язок. У високих широтах виділяється диполь з додатною аномалією в розподілі кореляції в районі Антарктичного півострова й моря Ведделла та від'ємною аномалією в районі моря Амундсена (рис. 4, чорний та білий контури в субантарктичній зоні). Ця стаціонарна структура відома як Антарктичний диполь [22]. Відомо також, що температура в атлантичному секторі дипольної структури варіює у протифазі з

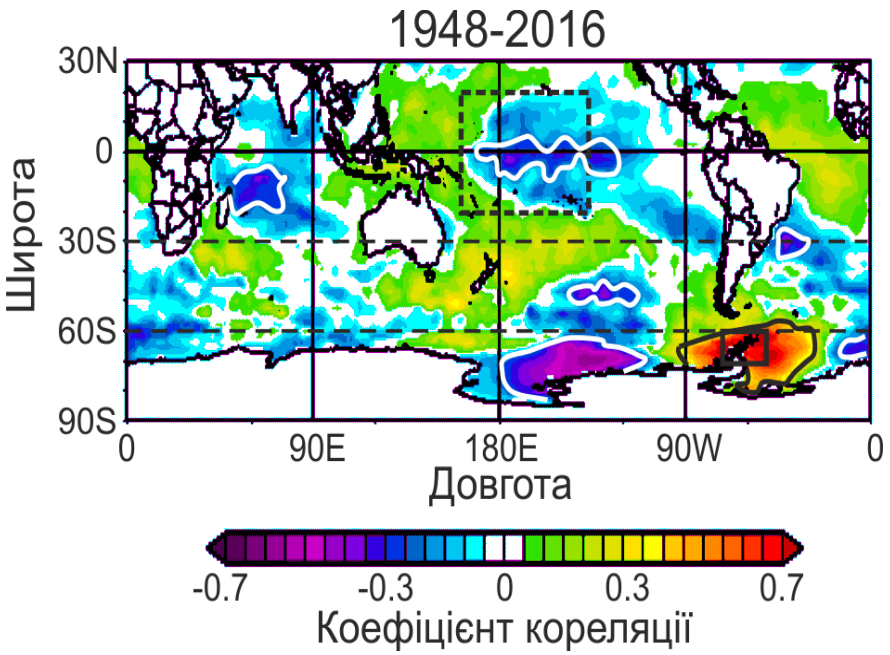


Рис. 4. Географічний розподіл коефіцієнта кореляції між індексом поверхневої температури повітря ТАП в районі Антарктичного півострова (суцільний квадрат) та температурою поверхні океану в південній півкулі та тропіках. Пунктирним прямокутником показано тропічну область Тихого океану, усереднену температуру якої за червень–серпень проіндексовано часовим рядом ТПО. Контурами виділено ділянки, де коефіцієнт кореляції досягає статистичної значущості з довірчою ймовірністю 95% (r = 0.24)

температурою в тропічній частині Тихого океану [22], що видно і з рис. 4.

Для вказаної тривалості корельованих рядів статистично значущим з довірчою ймовірністю 95% є значення коефіцієнта кореляції $r = 0.24$. Згідно з кольоровою шкалою на рис. 4, статистично значущими є ділянки жовтого та червоного кольорів для додатної кореляції та темно-синього й фіолетового для від'ємної кореляції. Отже, результат рис. 4 свідчить, що між районами Антарктичного півострова, моря Амундсена та тропічного Тихого океану існує значущий кореляційний зв'язок, досить сильний між елементами Антарктичного диполя ($r = \pm 0.6$) та слабший з тропіками ($r = 0.3–0.4$). Оскільки дані рис. 4 характеризують середню картину міжрегіональних зв'язків за майже 70-річний період, доцільно визначити, які зміни у зв'язках відбувалися за цей час. На таку можливість вказують відзначені у вступному розділі довготривалі кліматичні зміни в окремих регіонах.

Останнім часом увага дослідників спрямована на визначення внеску тропічних температурних аномалій у зміни клімату в районі Антарктичного півострова. У цій роботі розглядається часовий ряд середніх для зимового сезону температур поверхні океану ТПО, сформований для ділянки, обмеженої пунктирним прямокутником на рис. 4 (20°N–20°S, 160–220°E). Це центральна тропічна ділянка Тихого океану (ЦТО), яка за довготним положенням близька до загальноприйнятого регіону Ніньйо 4 (160–210°E, 5°N–5°S; див., наприклад, https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/) та охоплює вчетверо більший широтний інтервал. Зв'язок ЦТО з Антарктикою був продемонстрований у роботі [18].

Тропічні теплові аномалії та пов'язані з ними зміни конвективної активності є джерелом планетарних хвиль, які викликають глобальні та регіональні відгуки в атмосферній циркуляції та кліматі. Вище відзначалося, що тропічна зона Тихого океану впливає на антарктичний регіон через меридіональний ланцюг хвиль ТПАМ [8, 16]. В останні десятиліття помітно зросла роль області ЦТО у впливах на клімат Антарктики [9, 14, 18]. Інтенсивність та структуру планетарних хвиль описують в рамках взаємодії "хвиля–зональний потік "[11]. Тому для оцінки варіацій зональної циркуляції, пов'язаних з розвитком хвильових процесів, нами введено індекс змінності зонального вітру на рівні тиску 200 гПа (U200) для тих же географічних меж ЦТО. Рівні тиску 300–200 гПа (9–12 *км*) відповідають висотному положенню осі субтропічного зонального потоку, який слугує хвилеводом для планетарних хвиль, генерованих тропічною конвекцією [11, 20]. Тому цей інтервал висот (верхня тропосфера, тропопауза та нижня стратосфера у позатропічних широтах) зазвичай використовується для опису хвильових явищ, викликаних аномальною тропічною конвекцією. Отже, індекс U200 може бути використаний для пошуку можливого тропічного сигналу в районі Антарктичного півострова.

На рис. 5 наведено криві для ковзної кореляції між індексом поверхневої температури повітря ТАП в районі Антарктичного півострова та індексами ТПО та U200 для тропіків. Ковзна кореляція обчислена з вікном 12 років, і довірча ймовірність на рівні 95%

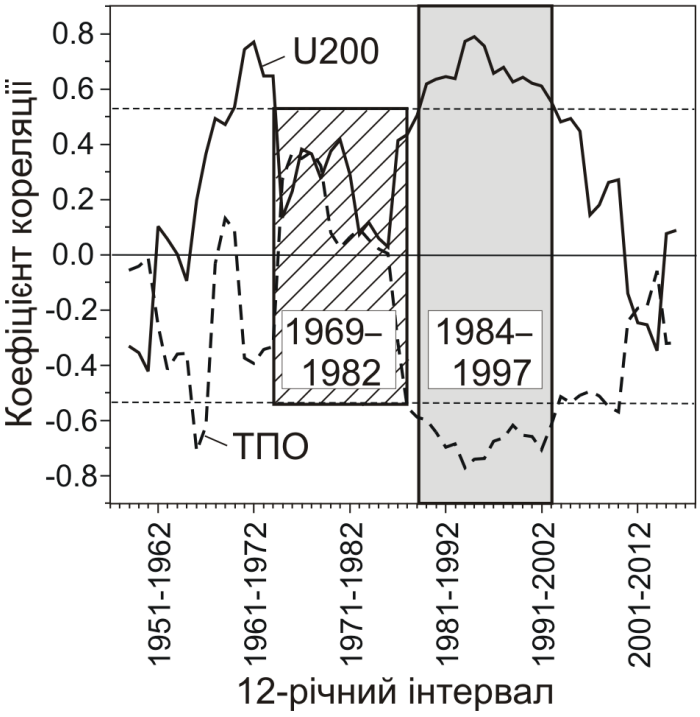


Рис. 5. Ковзна кореляція з вікном 12 років між індексом температури ТАП для району Антарктичного півострова та індексами для тропічної області (пунктирний прямокутник на рис. 4) — ТПО (поверхнева температура океану, пунктирна крива) та U200 (зональний вітер на рівні тиску 200 гПа, суцільна крива). Горизонтальні пунктирні лінії показують 95%-й довірчий інтервал (r = ±0.53). Сірим та заштрихованим прямокутниками позначені інтервали статистично значущої та незначущої кореляції, відповідно, а їх часові межі вказані на середину відповідних 12-річних вікон

для такої довжини часового ряду виконується при значеннях коефіцієнта кореляції $r = \pm 0.53$ (пунктирні горизонтальні лінії на рис. 5).

Видно, що статистично значущий зв'язок між тропіками та Антарктичним півостровом існував тривалий період між 12-річними вікнами 1978–1989 рр. та 1992–2003 рр., центрованими на 1984 р. та 1997 р., відповідно (виділено сірим прямокутником на рис. 5). Загальна тривалість сильного кореляційного зв'язку на рівні $r \approx \pm 0.7$ становить близько чверті століття (1978–2003 рр.). Є також порівняно короткочасні значущі піки кореляції у 1950-і–1960-і роки. Втім, до початку систематичних супутникових вимірювань (з кінця 1970-х років) дані реаналізу ґрунтуються на обмеженій мережі метеостанцій і "досупутникові" результати видаються менш надійними.

На рис. 6 показані зміни активності ділянки ЦТО по відношенню до температури в районі Антарктичного півострова за розподілом кореляції поля температури на поверхні океану з індексом ТАП. Порівнюються часові проміжки 1963–1988 рр. (рис. 6 а) та 1978–2003 рр. (рис. 6 б), в межах яких спостерігалася низька та висока кореляція на рис. 5 (заштрихований та сірий прямокутники, відповідно, з часовими межами, вказаними на середину відповідних 12-річних вікон). Ділянка ЦТО слабо корелює з індексом ТАП у першому випадку та демонструє значну від'ємну кореляцію до $r = -0.6$ у другому випадку (пунктирні прямокутники на рис. 6а та 6б, відповідно). Цей результат узгоджується з відзначеною вище антикореляцією температури в атлантичному субантарктичному регіоні з температурою тропічної частини Тихого океану [22]. Проте отримані нами співвідношення (рис. 5 та рис. 6) визначають часові межі інтенсивної взаємодії між віддаленими регіонами та вказують локалізацію тропічного джерела великомасштабних збурень.

Для візуалізації шляху поширення хвильового збурення від тропічного джерела в бік Антарктики використаємо розподіл кореляції індексу ТАП із зональним вітром на рівні тиску 200 гПа (U200). На цьому рівні, як відзначено вище, чітко простежуються хвильові структури в атмосфері при взаємодії "хвиля–зональний потік". Вплив ділянки ЦТО на Антарктичний півострів, як видно з рис. 7, здійснюється за посередництва меридіональної хвильової структури ТПАМ. Помітною є різниця між 1963–1988 рр. (рис. 7 а) та 1978–2003 рр. (рис. 7 б) в інтенсивності ТПАМ, відповідно до ходу ковзної кореляції (рис. 5) та активності тропічного джерела (рис. 6 а та 6 б).

Для першого часового проміжку характерною є відсутність статистично значущої кореляції у тропіках, а в районі Антарктичного півострова кореляція досягає 95%-ї значущості лише на східному узбережжі з боку моря Ведделла (рис. 7 а, чорний контур в правому нижньому куті зображення). У другому часовому проміжку спостерігається висока кореляція (від $r \approx \pm 0.5$ до $r \approx \pm 0.7$) уздовж всієї хвильової структури (показано стрілкою на рис. 7 б), включно з тропічною ділянкою ЦТО (пунктирний прямокутник) та Антар-

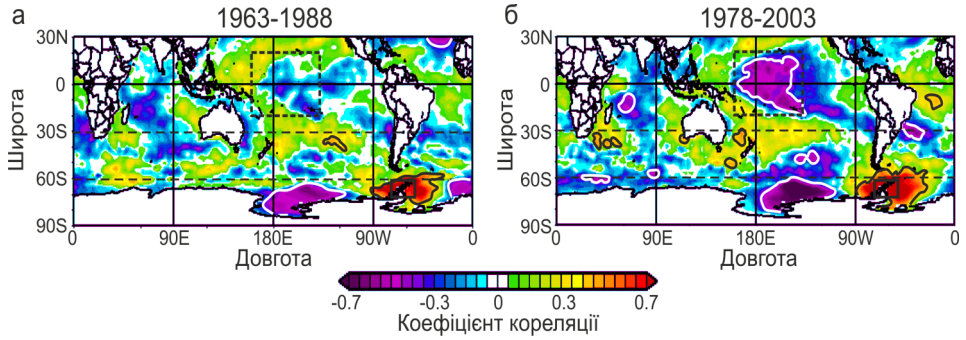


Рис. 6. Розподіл кореляції між індексом ТАП та температурою поверхні океану в періоди низької (а) та високої (б) ковзної кореляції, виділені прямокутниками на рис. 5. Контурами виділено 95%-й рівень статистичної значущості (r = 0.39)

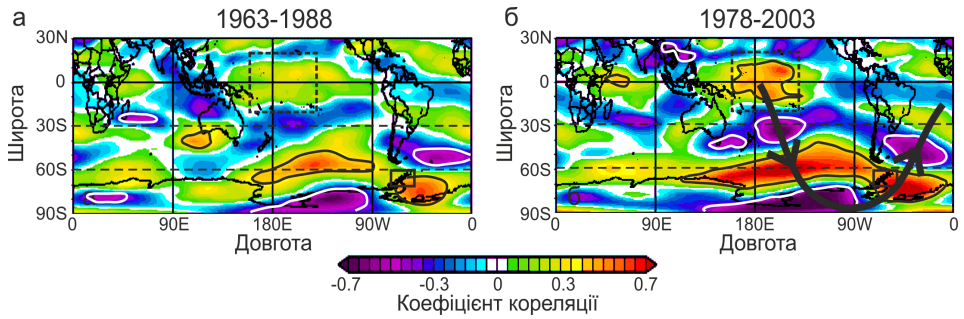


Рис. 7. Розподіл кореляції між індексом ТАП та зональним вітром на рівні тиску 200 гПа в періоди низької (а) та високої (б) ковзної кореляції, виділені прямокутниками на рис. 5

ктичним півостровом (суцільний прямокутник). Схожа структура ТПАМ існує в кореляціях із зональним вітром по всій вертикальній протяжності тропосфери (не показано).

Таким чином, коливання температури на півострові в значній мірі залежать від західного вітру і знак кореляції вказує, що підвищення температури тут відбувається при посиленні вітру, тобто завдяки надходженню тепліших повітряних мас з океану. У свою чергу, посилення вітру модулюється генерованим у тропіках в ділянці ЦТО меридіональним ланцюгом хвиль ТПАМ та змінами його амплітуди.

Періодичність у змінах клімату на півострові

У вступі відзначено, що існують як глобальні довготривалі (нерегулярні) зміни клімату, так і регіональні–квазіперіодичні (викликані явищами Ель Ніньйо, 2–8 років [6, 20]) та періодичні (16 років [7]). В роботі [7] було показано, що 16-річний період у коливаннях температури на Антарктичному півострові мав найбільшу амплітуду в 1970-і та 1980-і роки. На рис. 8 (вгорі) показано спектральні особливості варіацій зимової температури на станції Есперанца (див. рис. 3) за даними метеорологічних вимірювань у 1952–2016 рр.: Фур'є-спектр часового ряду (рис. 8 а) та відхилення температури 16-річної гармоніки, обчислене із застосуванням ковзного косинусоїдального вікна (рис. 8 б).

Для виділення заданої гармоніки в часовому ряді використано ковзне 16-річне вікно-косинусоїда, для якого обчислюється усереднене за період значення температури:

$$D_i = \sum_{p=0}^{T-1} \frac{2 \cdot C_{i+p}}{T} \cos\left(2\pi \frac{p - T/2}{T}\right)$$

де C_i — послідовні значення температури в інтервалі $i = 0 \div N-1$, де N — кількість значень у ряду даних, T — період (тут 16 років), p — номер значення у межах вікна (від 0 до 15). Косинусоїда зміщена на півперіода, щоб середина вікна припадала на позитивний максимум. Значення D_i приписується середині вікна, тому перше значення 16-річної гармоніки, наприклад, для станції Есперанца з початком ряду в 1952 р. припадає на 1960 р. (рис. 8 б).

Фур'є-спектр та 16-річна гармоніка коливань зимової температури на Антарктичному півострові (у сегменті, виділеному жовтим кольором на рис. 3) показані на рис. 8 в та 8 г, відповідно. У цьому випадку дані реаналізу NCEP–NCAR охоплюють період 1948–2016 рр. (рис. 8 в), а ковзна 16-річна гармоніка — 1956–2008 рр. (рис. 8 г).

Фур'є-спектри демонструють, що в обох випадках існують короткі періоди 2–8 років та ізольований 16-річний період (рис. 8 а та 8 в). Обидва ряди даних вміщують 3 повних періоди 16-річних коливань з найбільшою амплітудою в 1970-і–1980-і роки (рис. 8 б та 8 г). Короткі періоди відповідають періодичності явищ Ель Ніньйо і, отже, характери-

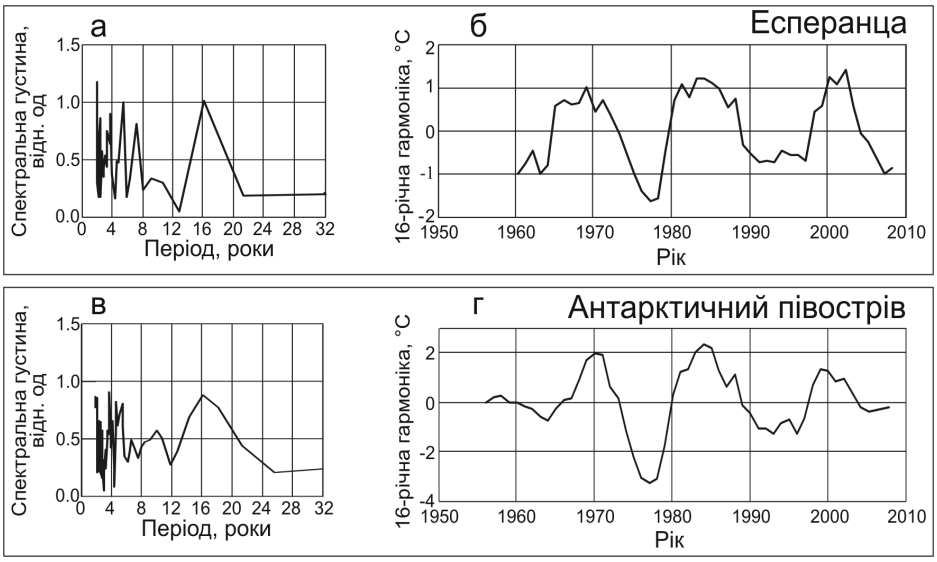


Рис. 8. Фур'є-спектр коливань температури (а, в) та відхилення температури, обчислене для 16-річної гармоніки із застосуванням ковзного косинусоїдального вікна (б, г) на станції Есперанца за даними вимірювань у 1952–2016 рр. (вгорі) та на Антарктичному півострові за даними реаналізу за 1948–2016 рр. (внизу)

зують тропічні впливи, а 16-річний період, ймовірно, має локальне походження і потребує подальшого аналізу його джерел. Як у тропіках, так і в прилеглих до Антарктичного півострова областях 16-річних коливань у поверхневих характеристиках атмосфери (температурі, зональному та меридіональному вітрі) не виявлено. Можливо, ці коливання пов'язані з циркуляцією у приповерхневому шарі океану, якій необхідно присвятити окреме дослідження.

З результатів рис. 8 зрозуміло, що 16-річна періодичність відповідальна за помітне зниження температури на півострові у другій половині 1970-х років та після 2000-го року (див. рис. 2 та рис. 3 б і 3 в, див. також рис. 1, справа). Амплітуда 16-річної гармоніки для регіону в цілому знижується (рис. 8 г), але для станції Есперанца виглядає стійкою (рис. 8 б). Хід обох кривих дозволяє припустити, що близько 2020 р. можливий черговий максимум температури, принаймні на станціях північної частини регіону. Метеоспостереження найближчих років покажуть, наскільки справдиться це припущення.

Висновки

Розглянуто зміни зимової температури в регіоні Антарктичного півострова та наведено оцінки зв'язків міжрічних варіацій температури з тропічними аномаліями в температурі. Показано шлях розповсюдження тропічних збурень зональної циркуляції над Тихим океаном у позатропічні широти південної півкулі та продемонстровано структуру меридіонального ланцюга стаціонарних планетарних хвиль. Виявлено довготривалі зміни у стійкості хвильового ланцюга та, відповідно, в інтенсивності тропічного впливу на клімат Антарктичного півострова. Період найбільш відчутних тропічних ефектів припадає на 1980-і–1990-і роки, і в цей час спостерігалися найбільш швидкі темпи зимового потепління на станції Фарадей/Вернадський (1.9±1.1°C/10 р.).

Одна із складових довготривалих змін зимової температури на півострові — 16-річна періодичність з амплітудою близько 1°C. Результати цієї та інших робіт свідчать, що у 2000-і–2010-і роки відбувається припинення потепління на півострові, що може бути частково спричинено настанням чергового мінімуму 16-річної осциляції.

Література

1. Гончарова Л. Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери / Л. Д. Гончарова, Е. М. Серга, Є. П. Школьний. — Київ: КНТ, 2005. — 251 с. — ISBN 966-373-032-3.
2. Кравченко В. О. Періодичні зміни швидкості зимового потепління в районі Антарктичного півострова / В. О. Кравченко, О. М. Євтушевський, Г. П. Міліневський // Наук. праці УкрНДГМІ. — 2010. — Вип. 259. — С. 132–144.
3. Мартазінова В. Ф. Сучасний та майбутній стан середньорічної температури повітря північної частини Антарктичного півострова західного сектора Антарктиди / В. Ф. Мартазінова, С. В. Клок // Наук. праці УкрНДГМІ. — 2012. — Вип. 263. — С. 5–16.
4. Тимофеев В. Е. Динамика современного потепления в районе Антарктического полуострова / В. Е. Тимофеев // Наук. праці УкрНДГМІ. — 2007. — Вип. 256. — С. 112–120.
5. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability / J. Turner, H. Lu, I. White [et al.] // Nature. — 2016. — Vol. 535. — P. 411–415.

6. Antarctic climate change during the last 50 years / J. Turner, S. R. Colwell, G. J. Marshall [et al.] // Int. J. Climatol. — 2005. — Vol. 25. — P. 279–294.
7. Decadal variability of winter temperatures in the Antarctic Peninsula region / V. O. Kravchenko, O. M. Evtushevsky, A. V. Grytsai, G. P. Milinevsky // Antarctic Science. —2011. — Vol. 23. — P. 614–622.
8. Ding Q. Temperature change on the Antarctic Peninsula linked to the tropical Pacific / Q. Ding, E. J. Steig // J. Climate. — 2013. — Vol. 26. — P. 7570–7585.
9. El Nino Modoki and its possible teleconnection / K. Ashok, S.K. Behera, S.A. Rao [et al.] // J. Geophys. Res. — 2007. — Vol. 112. — C. 11007, doi:10.1029/2006JC003798.
10. Global surface temperature change / J. Hansen, R. Ruedy, M. Sato, K. Lo // Rev. Geophys. — 2010. — Vol. 48. — RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.
11. Hoskins B. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing / B. J. Hoskins, D. J. Karoly // J. Atmos. Sci. — 1981. — Vol. 38. — P. 1179–1196.
12. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula / D. G. Vaughan, G. J. Marshall, W. M. Connolley [et al.] // Climatic Change. — 2003. — Vol. 60. — P. 243–274.
13. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere / M. Oliva [et al.] // Sci. Total Environ. — 2017. — Vol. 580. — P. 210–223.
14. Response of the Antarctic stratosphere to two types of El Nino events / M. M. Hurwitz, P. A. Newman, L. D. Oman, A. M. Molod // J. Atmos. Sci. — 2011. — Vol. 68. — P. 812–822.
15. Roscoe H. K. Low potential for stratospheric dynamical change to be implicated in the large winter warming in the central Antarctic Peninsula / H. K. Roscoe, G. J. Marshall, J. C. King // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. — 2006. — Vol. 132. — P. 803–820.
16. Schneider D. P. An assessment and interpretation of the observed warming of West Antarctica in the austral spring / D. P. Schneider, C. Deser, Y. Okumura // Climate Dyn. — 2012. — Vol. 38. — P. 323–347.
17. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change / D. W. Thompson [et al.] // Nature Geoscience. — 2011. — Vol. 4. — P. 741–749.
18. Teleconnection between the central tropical Pacific and the Antarctic stratosphere: spatial patterns and time lags / O. M. Evtushevsky, V. O. Kravchenko, L. L. Hood, G. P. Milinevsky // Climate Dyn. — 2015.— Vol. 44. — P. 1841–1855.
19. The SCAR READER Project: Toward a high-quality database of mean Antarctic meteorological observations / J. Turner, S. R. Colwell, G. J. Marshall [et al.] // J. Climate. — 2004. — Vol. 17. — № 14. — P. 2890–2898.
20. Turner J. The El Nino - Southern Oscillation and Antarctica / J. Turner // Int. J. Climatol. — 2004. — Vol. 24. — P. 1–31.
21. Wei M. A quantitative definition of global warming hiatus and 50-year prediction of global-mean surface temperature / M. Wei, F. Qiao, J. Den // J. Atmos. Sci. — 2015. — Vol. 72. — P. 3281–3289.
22. Yuan X. The Antarctic Dipole and its predictability / X. Yuan, D. G. Martinson // Geophys. Res. Lett. — 2001. — Vol. 28. — No. 18. — P. 3609–3612.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТЕНДЕНЦИЙ В РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В. О. Кравченко, А. М. Евтушевский

Оценки связей зимней температуры в районе Антарктического полуострова с тропическими температурными аномалиями свидетельствуют о долговременных изменениях в интенсивности тропических влияний. Эти изменения связаны с устойчивостью меридиональной цепочки стационарных планетарных волн, вдоль которой распространяются тропические возмущения в секторе Тихого океана, воздействуя на климат Антарктического полуострова. Период наиболее ощутимых тропических эффектов приходится на 1980-е–1990-е годы, и в это время наблюдались наиболее быстрые темпы зимнего потепления на станции Фарадей/Вернадский. Одна из составляющих изменений зимней температуры на полуострове — 16-летняя периодичность с амплитудой около 1°С — также дает вклад в региональные изменения климата.

Ключевые слова: Антарктический полуостров, зимняя температура, тропические температурные аномалии, Тихий океан, изменения климата

CHANGES IN CLIMATIC TENDENCIES IN THE ANTARCTIC PENINSULA REGION

V. O. Kravchenko, O. M. Evtushevsky

Estimations of couplings of winter temperature in the Antarctic Peninsula region with tropical temperature anomalies indicate long-term changes in the intensity of tropical influences. These changes are associated with the stability of the meridional wavetrain of stationary planetary waves, along which tropical disturbances in the Pacific Ocean sector propagate, affecting the climate of the Antarctic Peninsula. The period of the most significant tropical effects is the 1980s and the 1990s, and, at that time, the most rapid winter warming at Faraday/Vernadsky station was observed. One of the components of the winter temperature change on the peninsula is a 16-year periodicity with amplitude of about 1°C that also contributes to regional climate change.

Key words: Antarctic Peninsula, winter temperature, tropical temperature anomalies, Pacific ocean, climate change

УДК 551:553.98.061.36(262.5-17)

Геологічні та геодинамічні передумови відкриття промислових покладів вугдеводнів в північній частині Чорного моря

С. М. Єсипович *, Н. І. Єсипович, А. Д. Бондаренко, О. В. Титаренко
ДУ "Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України", Київ, Україна

На основі циклічних процесів розвитку земної кори та концепції неорганічного походження родовищ вуглеводнів (ВВ), розглянуті геологічні та геодинамічні умови формування значних родовищ ВВ в межах підніжжя північного континентального схилу Чорного моря. Показано, що це підніжжя чітко ділиться на Західну та Східну (прогин Сорокіна) частини, які суттєво відрізняються одна від одної. Обґрунтовується положення, що саме Західна частина підніжжя континентального схилу є високо перспективною для пошуків значних родовищ ВВ.

Ключові слова: підніжжя континентального схилу, неорганічне походження ВВ, континентальний та океанічний тип земної кори, циклічний розвиток, шовні рифтогенні зони, Альпійсько-Гімалайський та Тихоокеанський геосинклінальні пояси

© С. М. Єсипович, Н. І. Єсипович, А. Д. Бондаренко, О. В. Титаренко. 2017

Вступ

Дослідження шельфових зон України почалося на кінці 70-х років минулого століття заснуванням в м. Одесі Чорноморської геофізичної експедиції (ЧГЕ) МІНГЕО УРСР, по ініціативі відомого науковця та визначного організатора виробництва І. О. Гаркаленка. Під невсипною увагою Міністра геології П. Ф. Шпака, а також керівників та організаторів виробництва ЧГЕ — М. М. Бінштока, Є. Я. Гайдученка, А. Ф. Коморного, Е. Д. Люблінського, О. І. Лінкора, А. І. Самсонова, Б. М. Симагіна, Г. П. Коханчика, М. П. Кумейко, М. І. Косяка, О. І. Жеребка, розвивалася не тільки матеріально-технічна база, але й на високому науковому рівні проводилася обробка (Київський центр "Сігма") та інтерпретація сейсмічних матеріалів. Жорсткі рамки освоєння виділених коштів, чітка етапність морських та камеральних робіт і захист до 31 грудня поточного року заключного звіту з обов'язковою геологічною новизною — давали свої результати. Стаціонарні, а згодом і плавучі бурові платформи "Чорноморнафтогазу" відкрили ряд родовищ у шельфовій зоні України в межах верхніх горизонтів осадового чохла — майкопу та палеоцену. Необхідно відмітити ряд визначних обробників та інтерпретаторів геофізичної інформації Л. І. Цемкало, О. Л. Шипілова, М. Я. Коморну, Ф. Л. Грузера, Л. А. Прямкову, Б. Д. Безверхова, Ю. І. Прямкова, Й. Б. Хазіна, К. Г. Левіна, С. А. Косяк, Т. І. Коробко, О. Я. Нетребську, Т. С. Аляб'єву, О. Я. Краснощока, В. Й. Самсонова. Саме вони досконало розібравшись з верхньою частиною осадового чохла, почали вивчати нижній — відклади нижньої крейди, в яких румунські геологи відкрили поклади нафти (родовище Лебада). Академічна та галузева наука того часу явно не встигала за виробництвом, і коли в силу амбітних причин деяких радянських високопосадовців, ЧГЕ була розформована та фактично знищена, науковці вже незалежної України почали вивчення шельфових зон практично з нуля, не в змозі оцінити та переосмислити досягнуте. Результати буріння на площах Олімпійській та Суботіна показали всю помилковість їхніх наукових передбачень. Навіть родовище Одеське, промисел якого почався в 2012 році, було відкрите 25 років тому, в західній перикліналі Одесько-Джанкойського рифтогенного прогину (рис. 1), в "золотий вік" розвитку ЧГЕ.

По суті, формування геологічних та геодинамічних ідей, покладених в основу статті, було започатковано в роботі [7], а потім продовжено в роботі [8]. Визначну роль відіграли роботи Є. Ф. Шнюкова, [4, 19], Х. Дачева, І. С. Вольвовського, А. В. Чекунова, [6, 18], В. Б.Пійп [15] по моделюванню геологічного розрізу за даними сейсморозвідки, Марини та Юрія Козленків [10] — за даними гравіки і магнітки.

1. Структура глибинної будови Чорного моря, яка визначає його геодинаміку

Для пояснення просторових параметрів блоків-призм підвищеної жорсткості (БПЖ) Чорного моря (рис. 2) звернімося до роботи А. В. Чекунова [18], в якій говориться, що Кримський півострів має обриси у вигляді ромба, який спирається на одне зі своїх ребер. Його закономірно орієнтовані грані мають північно-східне й північно-західне простягання та визначаються розломами, які йдуть з боку Західно-Чорноморської (північно-східний напрямок) і Східно-Чорноморської западин (північно-західний

* Тел. +380 44 486 84 21

Online ISSN 2313-2132

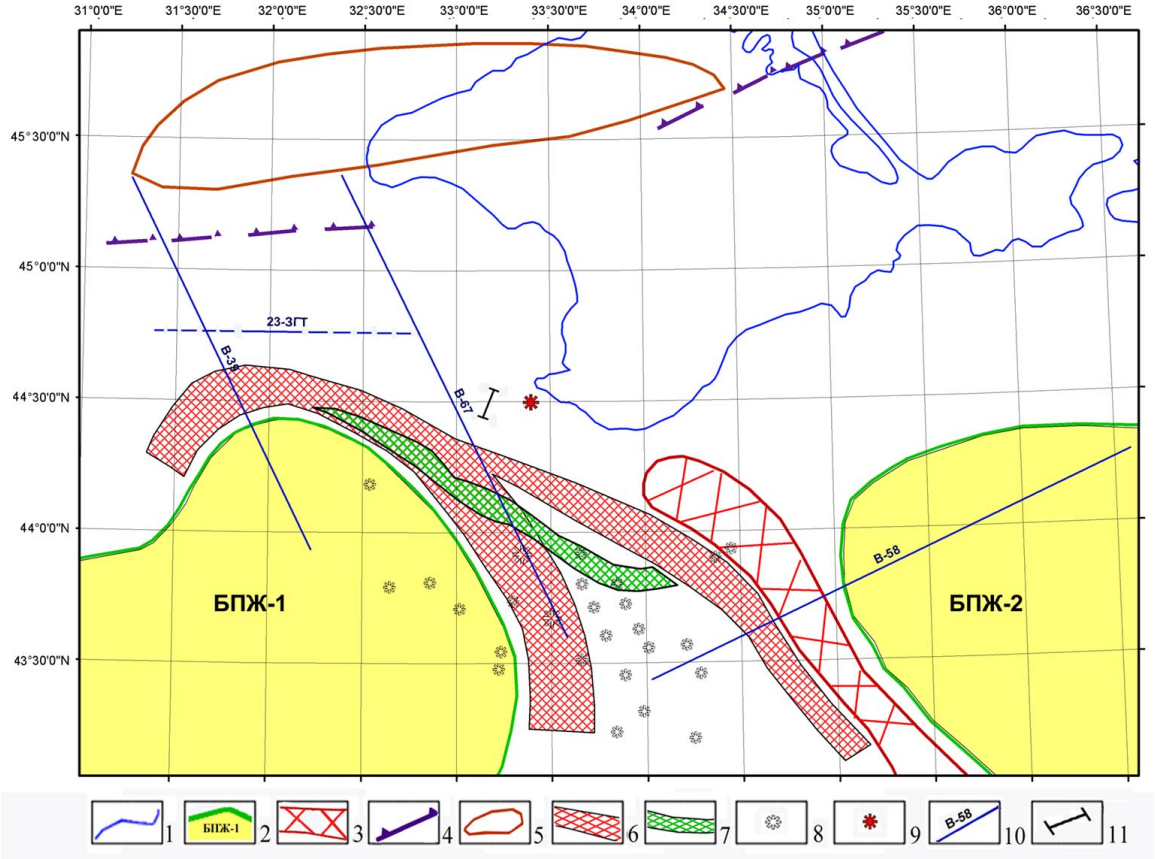


Рис. 1. Розташування шовних рифтогенних зон у північно-західній частині Чорного моря.
1 — берегова лінія; 2 — блоки підвищеної жорсткості (БПЖ); 3 — Центрально-Чорноморське підняття; 4 — межа між Скіфською та Мізійською плитами; 5 — Одесько-Джанкойський рифтогенний прогин; 6 — шовні рифтогенні зони (ШРЗ); 7 — валоподібна структура у відкладах палеоцен-еоцену; 8 — аномальні об'єкти сейсмічного поля в товщі осадових порід; 9 — місце знахідки брили осадових порід (вік 350 млн р.) Є. Ф. Шнюковим; 10 — сейсмогеологічні профілі; 11 — місце положення модельного профіля через Ломоносівський підводний масив (ЛПМ)

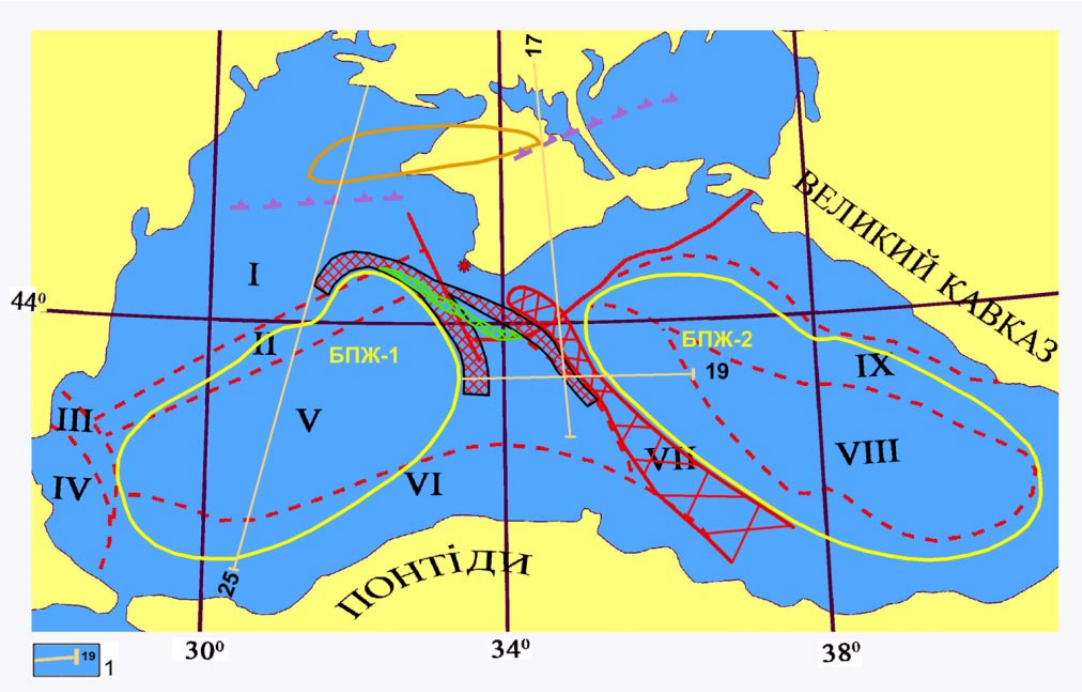


Рис. 2. Регіони з характерними для них швидкостями поширення сейсмічних хвиль.
1 — сейсмогеологічні профілі; регіони, позначені римськими цифрами: I — Мізійська плита; II — південно-східна периферія плити; III — Нижньокамчийський крайовий прогин; IV — Балканіди; V — Західно-Чорноморська западина; VI — південна периферія плити; VII — Центрально-Чорноморське підняття; VIII — Східно-Чорноморська западина; IX — Східно-Чорноморське підняття

напрямок). Кримський півострів розташований на перетині цих систем — в області їхньої суперпозиції. Аналізуючи геодинаміку Кримського півострова А. В. Чекунов відзначав, що північно-західна система явно домінує, а північно-східна — їй підлегла, — розломи останньої коротші й вплив їх на тектоніку регіону менший. Гірський Крим межує з прогином Сорокіна та тяжіє до південно-східної "грані" Кримського "ромба" і витягнутий впоперек північно-західної системи порушень, яка його перетинає. За Є. Ф. Шнюковим (2004), прогин Сорокіна — частина глибоководної западини Чорного моря. Вона простягається від меридіана миса Чауда до меридіану м. Ялта. На півдні прогин обмежений підняттям Тетяєва та валом Шатського. По довгій вісі прогин витягнутий з південного заходу на північний схід, та має довжину до 150 *км*, при ширині 45–50 *км*. Північний борт його крутий (до 30–40°), а південний — похилий. Прогин сформувався в майкопі та має потужність осадових утворень до 6 *км*. В них розвинуті брахіантиклінальні деформації, орієнтовані вздовж осі прогина. Вони утворюють декілька ланцюжків до 40 *км* завдовжки. Потужність перекриваючих майкопську товщу порід досягає 1 *км*, а антропогенових — 1.5 *км*. В межах прогину встановлено до 26 грязьових вулканів. На південному сході півострова дослідження ГСЗ установили існування падаючої на північ глибинної зони розлому, по якій відбувається різка зміна будови всієї земної кори в цілому. Товщина її збільшується від 27 до 50 *км*, з'являється "гранітний" прошарок, на поверхню в Гірському Криму виходять утворення тріасу — ранньої крейди, відсутні під глибоководною западиною Чорного моря, де розвинений потужний, переважно теригенний молодий чохол осадових порід. До цієї зони розлому тяжіють численні осередки землетрусів, орієнтування напруг у яких свідчить про стиснення, спрямоване від Чорного моря на північний захід — у бік гірського Криму. Центр активності (за А. В. Чекуновим) розташовується під Східно-Чорноморською западиною й охоплює своїм впливом структури обрамлення, включаючи Великий Кавказ. Зовсім інша картина в Західно-Чорноморській западині, в якій немає магнітних аномалій типу Алуштинсько-Батумської й дугоподібного валу Шатського. Та й порушення північно-західного шельфу Чорного моря генетично зв'язані скоріше із границею давньої платформи, ніж із Західно-Чорноморською улоговиною [18]. Відразу відзначимо, що останнє може пояснюватися тим, що між Скіфською плитою й Західно-Чорноморським БПЖ-1, відповідно до рис. 2, перебуває буферна зона у вигляді Мізійської плити (МП).

Блоки-призми підвищеної жорсткості з розвитком океанічної кори виділені згідно аномалій гравітаційного поля [6, 5], даних роботи [7] та уявлень А. В. Чекунова, в цоколях Західно-Чорноморської (БПЖ-1) та Східно-Чорноморської (БПЖ-2) западин.

Центральночорноморське підняття, що поділяє Західний і Східний БПЖ-1 та БПЖ-2, складається з кулісоподібно зчленованих валів Архангельського та Андрусова. Дане підняття продовжується на північ до континентального схилу (КС), жорстко розділяючи аномалії підвищеного теплового поля на заході та сході (рис. 3). Вал Андрусова складається з кулісоподібно розташованих структур, об'єднаних тільки загальною морфологією [6]. Він, за усним повідомленням В. Й. Самсонова, має висоту на рівні Кавказьких гір, і теплова аномалія, що обмежує його з заходу, може бути відображенням передгірського прогину. Це відносно молода шовна рифтогенна зона (ШРЗ), розвинена на західній периферії Центральночорноморської структури. Чому молода активація ШРЗ спостерігається на заході, а не на сході? Тому, що саме на захід сила Кориоліса штовхає автономні блоки протокори (БПЖ). Ну а якщо ще врахувати, що БПЖ переміщаються на захід із закрученням проти годинникової стрілки, то утвориться серія субширотних зрушень, які січуть і переміщають фрагменти з. к. Правда, таке переміщення відбувається тільки тоді, коли БПЖ одержують певний ступінь свободи — у періоди розширення планети [7]. Саме в цей час "набрякла" від високоенергетичної субстанції, що надходить від зовнішнього ядра, астеносфера й надає ансамблям БПЖ певну рухливість [9]. З вищевикладеного формується важливий висновок: давня геосинклінальна зона буде жорстко припаяна до свого східного сусіда. У нашому випадку — Центральночорноморське підняття — до БПЖ-2 [9]. І ми дійсно не спостерігаємо тут не тільки підвищеного теплового потоку, але й прояву вулканічної активності, який фіксується на заході. Зона вулканів в осадовому чохлі визначена за сейсмічними матеріалами "WESTERN" і описана в роботі [7]. Виділено 23 вулканічних апарата (див. рис. 1, 3).

В межах Мізійської плити виявлені й закартовані силурійсько-нижньодевонські аргіліти, алевроліти та піщаники [6]. У девоні й ранньому карбоні тут нагромаджувалися вапняки, доломіти, мергелі й ангідрити. Автори даної роботи показують розвиток плити до Кримського півострова. Це підтверджує (див. рис. 1, 2, 3) і знахідка брили порід експедицією НАН України під керівництвом Є. Ф. Шнюкова. Геохронологічний вік порід — 350 млн років, що відповідає візейському ярусу нижнього карбону [19]. Дивного тут нічого немає, оскільки і на Центрально-Кримському склепінні зафіксовані деформовані комплекси каледоно-герцинід [7].

Неоднаковий геодинамічний стан Західно- та Східно- Чорноморських западин обумовлює поняття Центральночорноморської області як роздільної зони мантійного закладення. Зараз вона активізована на заході явно в східній "тіні" БПЖ-1. Це підтверджується не тільки максимальними значеннями потужностей теплового потоку (у центральній і північній частині), але й аномаліями часових

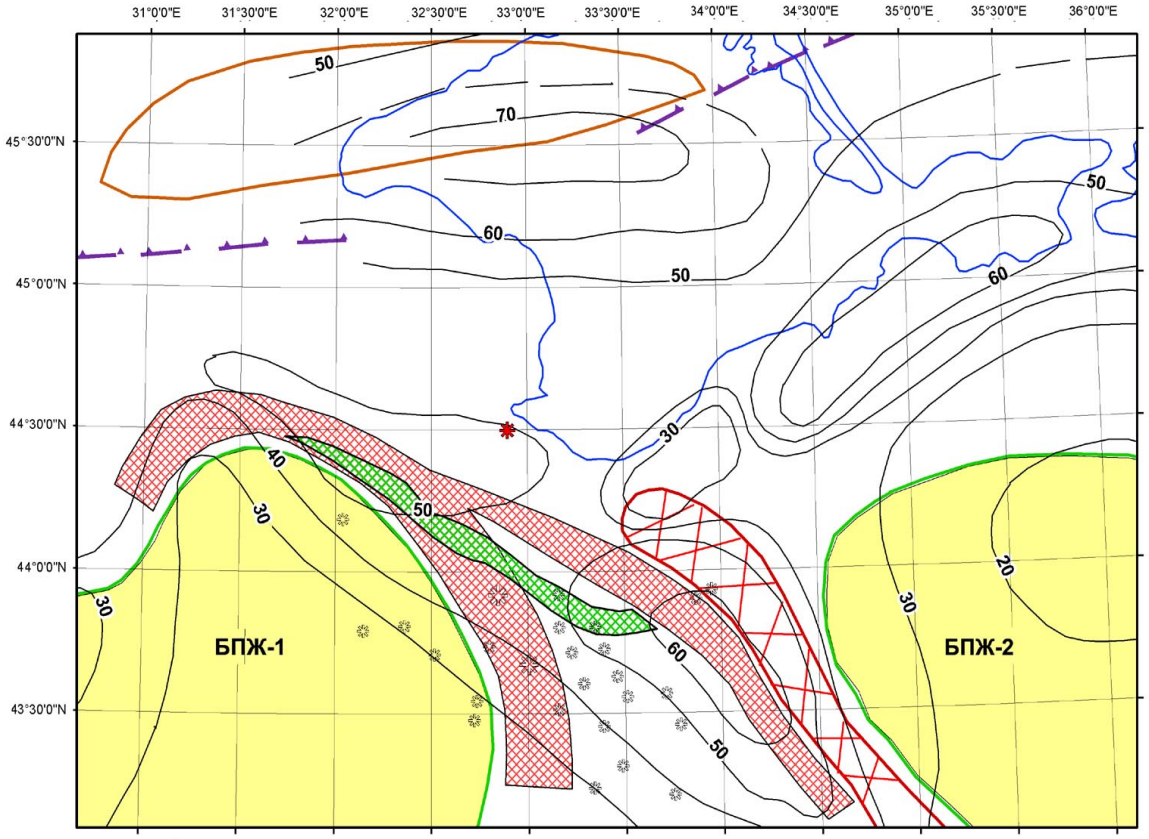


Рис. 3. Аномалії теплового поля в північно-західній частині Чорного моря (суцільні чорні лінії —ізогіпси значень теплового поля)

розрізів сейсморозвідки [7]. Вони інтерпретуються як прояв вулканічної активності в осадових відкладах до четвертинних включно (див. рис. 1). Дані аномалії виділяються тільки на заході валу Андрусова, а на сході, де він межує зі Східно-Чорноморським БПЖ-2 — їх немає [7].

Альпійський геотектонічний цикл розвитку планети почав свій відлік з 290 млн р. тому з ранньої пермі, розмежувавши два глобальні галактичні цикли (рис. 4). Довга і складна епоха розширення його тривала до початку неогену і складалася з трьох етапів — кімерійського, ранньоальпійського та власне альпійського, під час яких і почали утворюватись глибоководні котловини в Альпійсько-Гімалайському поясі [7].

Як показано в роботі [9], режими розвитку земної кори — розширення та стиснення відрізняються лише частотою витряски з поверхневого прошарку планети високоенергетичної субстанції (ВЕС) зовнішнього ядра. Проходячи мантію, вона видозмінюється та насичує її поверхневі прошарки та з. к. ВЕС, розширюючи в цілому поверхню планети та закладаючи глибокі рифтові ущелини. На базі аналізу геологічного матеріалу фанерозою встановлено [7], що коли частота витряски ВЕС з підкорового прошарку планети більше 4 млн р., то на її поверхні панують умови розширення, а коли менше — умови стиснення. В першому випадку автономні блоки земної кори (АБЗК) піднімаються, а в другому просідають [7].

Як показано на рис. 4, Альпійський цикл розвитку планети є неоднорідний за своїм складом. В його межах виділяються групи стадій розширення / стиснення, які групуються в циклічні режими розвитку з. к.: 1) P_1 / P_2-T_2; 2) T_3 / верх T_3 + низ J_1; 3) J_1+J_2 /низ J_3; 4) верх J_3 + низ K_1 /середина K_1; 5) барем K_1 + сеноман K_2 / коньяк-турон K_2; 6) кампан-маастрихт K_2 / палеоцен; 7) низ і середина еоцена / верх еоцена; 8) олігоцен + нижній міоцен (майкоп) / середній міоцен; 9) верхній міоцен / з початку пліоцену по теперішній час (6.7 млн р.).

Таким чином, реальне некомпенсоване поглиблення западин Чорного моря відбувалося під час епох стиснення і проходило воно поступово. Цієї ж думки притримується Д. А. Туголесов, який в роботі [16] різко критикує ідею швидкого занурення дна Чорного моря та наводить переконливі факти повільного його опускання, у всякому разі з палеоцену.

2. Критерії виділення шовних рифтогенних зон

Фізична суть ШРЗ вперше була викладена у роботі [7]. Під нею розуміється рифтова щілина, яка утворюється в результаті горизонтального розсуву жор-

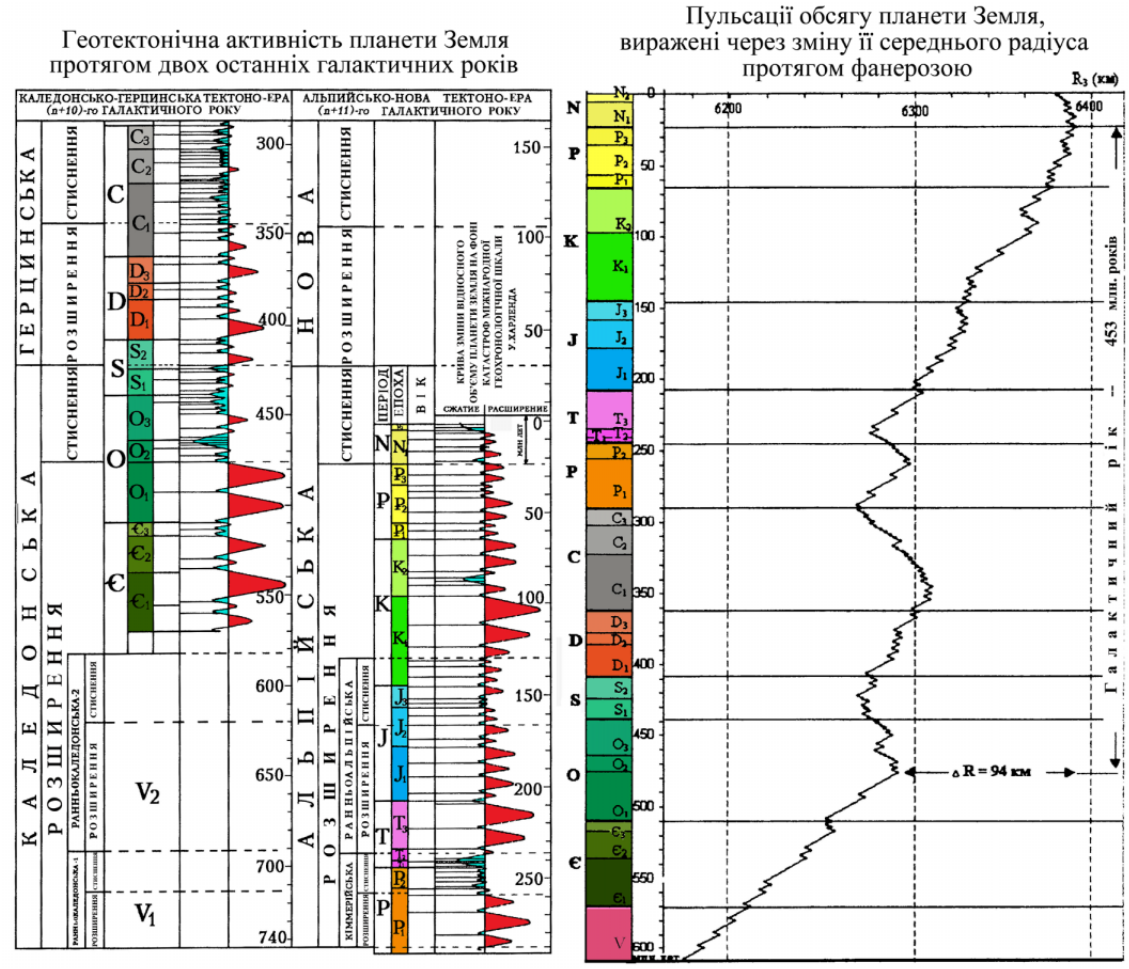


Рис. 4. Зіставлення нинішнього й попереднього глобального галактичного циклу, а також його можлива геодинаміка, пов'язана з пульсаціями обсягу планети

стких блоків фундаменту. По суті, це не тільки й не стільки геотектонічний елемент, скільки геодинамічний. Розвиток будь-якої геосинклінальної області можна змоделювати, використовуючи два геотектонічних елементи — автономні блоки земної кори (АБЗК) і поділяючі їх ШРЗ. Причому якщо АБЗК у режимах розширення-стиснення Землі мало змінюють свій зовнішній вигляд, то ШРЗ проходять повний цикл розвитку: утворення щілини та заповнення її осадово-магматичними товщами, метаморфізм і метасоматоз із утворенням (в умовах стиснення) цілого комплексу порід, аж до гранітів, та приєднання "вижимки" ШРЗ у вигляді "припою" до АБЗК. Результат їхніх переміщень відображений в історії розвитку шовних рифтогенних зон.

У класичній геологічній термінології поняттю ШРЗ відповідають терміни "зона розлому" і "розломо-пари". Виділені на території Українського щита зони розломів (за І. І. Чебаненком, 1977) мають ширину від 3 до 12 *км* і по суті, у рамках концепції пульсуючого розвитку Землі — усі є ШРЗ. Термін "розломо-пари" широко застосовував В. К. Гавриш (1989) при своїх геотектонічних реконструкціях — бортові розломо-пари Дніпровсько-Донецької западини також мають ширину до 12 *км* і теж підпадають під поняття ШРЗ.

На геологічному факультеті МДУ (професор Валентина Борисівна Пійп) створено програмну технологію для перетворення й переінтерпретації матеріалів КМПВ-ГСЗ із нових теоретичних позицій, що виключають згладжувальний ефект, класичних методів інтерпретації, заснованих на горизонтально-шаруватій моделі середовища. Нова технологія обробки дозволяє виділяти геологічні об'єкти, які раніше залишались поза увагою. Мова йде, насамперед, про ШРЗ, які при своїй незначній ширині (3–12 *км*) були "невидимими" для класичних прийомів інтерпретації. В. Б. Пійп був переоброблений профіль 29-ГСЗ, що перетинає Чорне море від Феодосії до узбережжя Туреччини. Зазначається, що "...у межах Чорноморського басейну швидкості вище 8 *км/с* установлені вже з глибини 20 *км* під Східно-Чорноморською западиною". Тут, у верхах мантії, на глибинах 22–37 *км*, сейсморозвідкою встановлений складний характер розподілу швидкостей, інверсія (зниження) яких до 7.5 *км/с* вказує на розтікання мантійної речовини до півночі під западину Сорокіна, та на південь до складчастих споруд Туреччини.

У верхніх поверхах чохла цих ділянок, ширина яких до 20 *км*, розвинені осадові басейни. Їх особливістю є різкі розломні границі закладання з потужністю нашарувань до 15 *км*, і присутність у низах ймовірно вулканогенно-осадових утворень (до 5 *км* потужності). На це вказують гранично високі (для осадових порід) швидкості й щільності. Характерно, що всі ШРЗ в земній корі супроводжуються явищами інтрузивного магматизму й виливами покривного типу, що відбито в магнітному полі вздовж розрізу. Отримана сейсмо-граві-магнітна модель описуваного профіля дозволяє зробити висновок, що сучасна геодинамічна активність спостерігається на північному і південному кордонах Східно-Чорноморської западини в межах Кримсько-Керченського й Анатолійського материкових схилів. Оскільки кристалічна кора тут найбільш роздріблена й проникна, то ці райони і є зонами розвантаження ВЕС мантії, зонами генерації вуглеводнів.

Таке докладне цитування вищевказаної роботи цілком виправдане — адже в ній вперше детально описана реальна геолого-геофізична модель ШРЗ з крутими стінками бортів рифта й осадово-вулканогенним заповненням донної частини. Виділені ШРЗ там, де вони й повинні бути — у межах підніжжя континентальних схилів [7]. Переобробка профілів ГСЗ — 17, 19, 25 викона по методології В. Б. Пійп та представлена в роботі [15].

У межах СП, під Сиваським прогином (див. рис. 1), на глибинах 25–35 *км*, виділяється область низькошвидкісної мантії (рис. 5), яка явно корелюється з підвищеним тепловим потоком, (див. рис. 3). Ця аномалія ТП пов'язується з Одесько-Джанкойським рифтогенним прогином [5]. На рис. 1 зона низькошвидкісної мантії в області СП простягається субширотно від Джанкоя до острова Зміїного. Теплові та сейсмічні дані підтверджують таку рисовку [5]. Далі на південь, по профілю 25-ГСЗ, дуже чітко виділяються зони глибинного зчленування Скіфської та Мізійської плит, а також континентальної та океанічної кори. По другому контакту до глибини 27 *км* виділено ШРЗ, яка огинає БПЖ-1 з півночі, а по першому — морський кордон СП (див. рис. 5). Область зчленування МП і СП чітко видно тільки по співвідношенню швидкостей мантійних блоків на глибинах понад 27 *км*, причому більш високошвидкісна мантія МП як би налягає на менш високошвидкісну мантію СП.

Таким чином, ШРЗ явно тяжіють до підніжжя континентальних схилів Чорного моря. Чим же ще характерний континентальний схил, і чи дійсно там є сліди виходу глибинних компонентів дегазації мантії. Дане питання детально вивчене Є. Ф. Шнюковим [4], і ми наводимо основні висновки його досліджень:

1. Аналіз результатів ехолотування показує, що виходи метану з дна моря спостерігаються в інтервалі глибин від 0 до 550–600 *м*. Нижче цієї відмітки виходів газів не виявлено. Допускається, що там він перебуває в стані газогідратів (діаграма рівноваги гідрату метану свідчить, що при температурі +8°С і тиску 55–60 атмосфер метан переходить у газогідратний стан).

2. Особливістю Чорноморського басейну є надзвичайно широкий розвиток газових викидів з донних порід у води моря. Вони відмічені від берегів Туреччини до узбережжя Грузії на сході та у водах Болгарського шельфу на заході. Це сотні постійно діючих газових потоків, пов'язаних як із грязьовими вулканами (Керченсько-Таманська область), так і з розломами в земній корі. Деякі безперервно розвантажуються в морську воду, насичуючи її метаном. У результаті цього води Чорного моря, за орієнтовними підрахунками, містять понад 80 млрд $м^3$ газу.

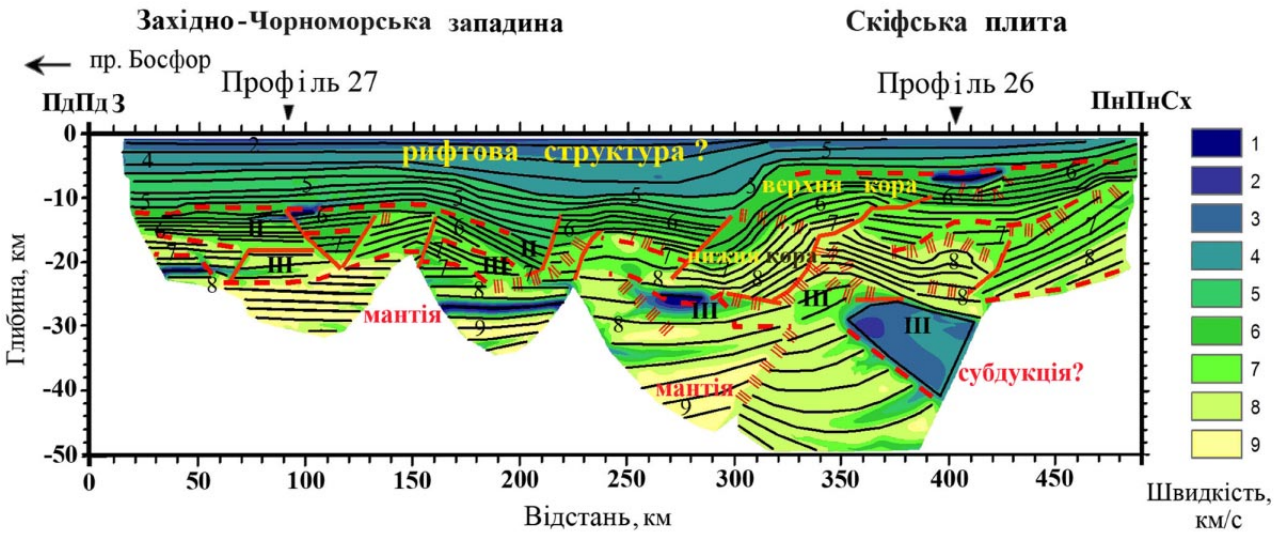


Рис. 5. Сейсмогеологічний розріз по профілю 25-ГСЗ.
(Ізолінії швидкості через 0.25 *км/с*)

3. На південний захід від Гірського Криму, у межах континентального схилу, виявлені своєрідні карбонатні споруди у вигляді розгалужених труб, стовпів, конусів, наростів з горбистою напливною поверхнею, різноманітно вигнутих (іноді пустотілих) великих деревоподібних гілок. Висота їх становить 1.5–2.5 *м*. Ці утворення витягнуті лінійно вздовж тектонічного контакту інтрузії й осадових порід на відстані 8–10 *м* один від одного. Відомі також карбонатні літифікати, що утворюють на поверхні дна більші тіла у вигляді плит та інших морфологічних типів. Як правило, вони складені мушлевим детритом, зцементованим карбонатним мікритом. Вважається, що карбонатні споруди й цементуючий мікрит виникли як результат окислювання продуктів глибинної дегазації. Окислювання метану на верхніх структурних рівнях здійснюється біохімічним шляхом, а на нижніх — хімічним.

4. На рис. 6 показаний рельєф дна Чорного моря з винесеними грязьовими вулканами, газовими факелами та полями газових факелів. Розподілені вони в просторі вкрай неоднорідно — переважна більшість зосереджена в Північній частині Чорного моря на рубежі шельф-континентальний схил. Виділяються дві області полів газових факелів — на південь від Керченського півострова та північно-західного шельфа Чорного моря, причому друга область значно більша за першу. На рис. 7 представлений фрагмент сейсмічного профіля 23–3ГТ (місцезнаходження його на рис. 1), який пересікає в субширотному напрямку поле газових факелів на північно-західному шельфі Чорного моря. В інтервалі пікетів 146–151 *км* (суцільна лінія на рис.1) чітко видно область порушення сейсмічних горизонтів від поверхні дна до глибини приблизно 1.5 *км*. Це може свідчити про нестабільні умови відкладення осадових порід, починаючи з часу приблизно 40 млн р. Саме такі умови могли виникати завдяки постійній дії газових факелів.

Отже ШРЗ, які обмежують з півночі та сходу БПЖ-1, та з північного заходу БПЖ-2 підтверджуються аномаліями теплового поля та роз'єднані між собою (див. рис. 1). ШРЗ в цоколі прогину Сорокіна було спрогнозовано А. В. Чекуновим та підтверджено В. Б. Пійп, і ми розглядати її не будемо. Надзвичайно цікавими є ШРЗ, які з півночі та сходу оминають БПЖ-1 (див. рис. 1). Наводимо дані моделювання геофізичних полів в межах Ломоносівського палеовулканічного масиву (ЛПМ), виконані Ю. В. Козленком, В. Д. Соловйовим та М. В. Козленко в роботі [10].

В районі ЛПМ рельєф поверхні дна ускладнений підняттями та пониженнями з амплітудою до 200 *м* (рис. 8). Крутизна верхньої частини континентального схилу (КС) тут менше, ніж нижньої. В східній частині ЛПМ, КС достатньо вузький (шириною до 7 *км*) та крутий і занурюється строго на південь, з чітким переходом до котловини на глибині понад 1 750 *м*. Тут він маркується неглибоким трогом (до 50 *м* глибини), завширшки до 1.5 *км* (див. рис. 8). В

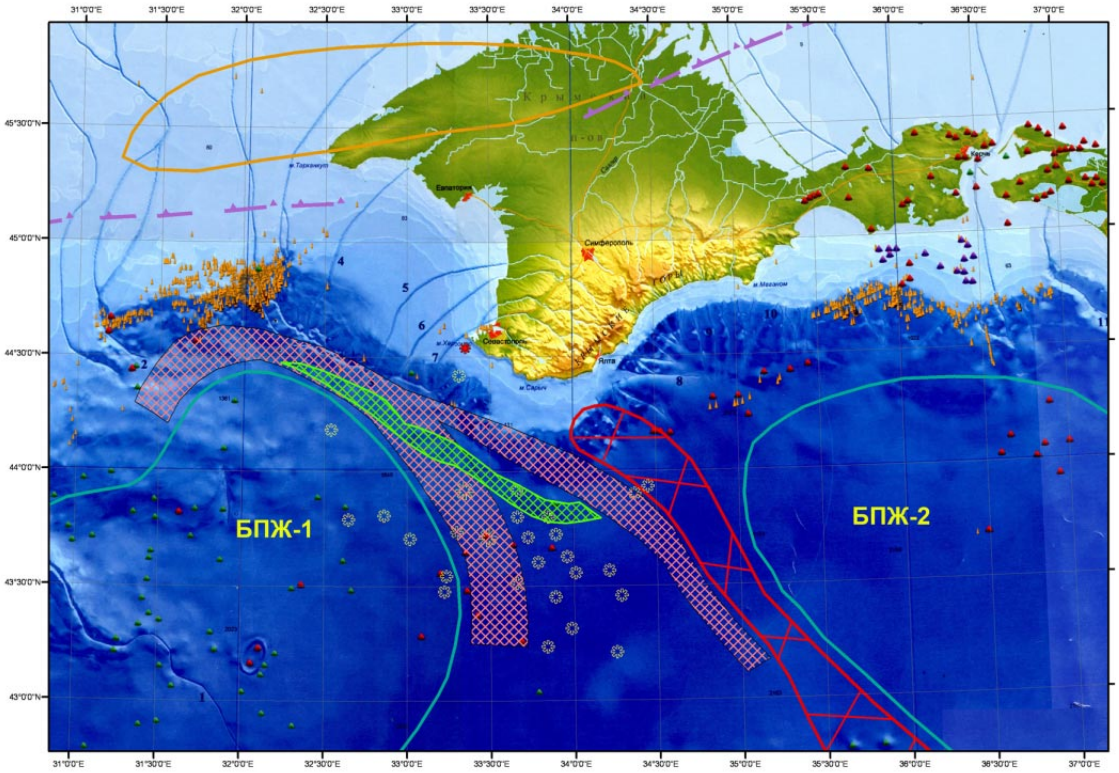


Рис. 6. Рельєф дна Чорного моря

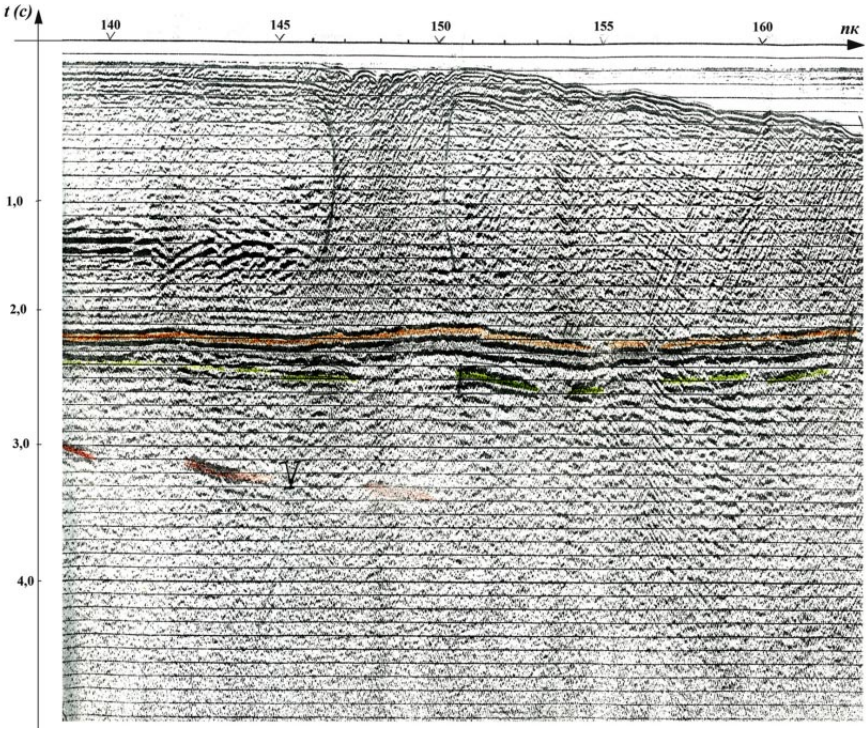


Рис. 7. Фагмент субширотного профіля 23–3ГТ

західній частині масиву, де загальне занурення схилу має південно-західний напрям, воно більш пологе, сам КС вдвічі ширший, континентальне підніжжя виражене не так чітко та знаходиться на глибині 1 550 *м*. Перехід до глибоководної котловини ускладнений узвишшям з хвилястою поверхнею.

Складний розподіл вулканічних та плутонічних порід крейдового і палеогенового віку в межах одного масиву в значній мірі обумовлений тим, що ЛПМ знаходиться на межі структур, що мають різний тип кори — Мізійської платформи (континентальний) та Чорноморської котловини (океанічний). По суті і сам масив відображає історію зіткнення цих геотектонічних елементів. Це дуже чітко відображено в аномаліях гравітаційного, магнітного та теплового полів, які відображають дію регіональних глибинних процесів.

Інтенсивна позитивна гравітаційна аномалія частково супроводжується підвищеними аномаліями теплового потоку та відображає, згідно розрахунків, щільнісні неоднорідності, розміщені в земній корі

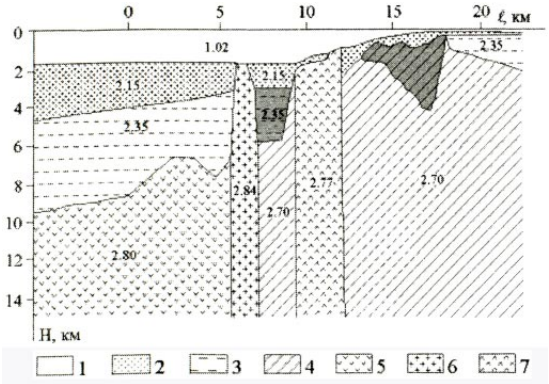


Рис. 8. Модель верхньої частини земної кори через Ломоносівський підводний масив за даними гравімагнітного моделювання (місцезнаходження на рис. 1).
1 — вода; 2 — осади N_2–Q; 3 — осади P–N_1; 4 — докрейдяна осадово-метаморфічна товща; 5 — океанічні базальти Західно-Чорноморської улоговини; 6 — діорити; 7 — андезити. Цифрами показано щільності (*г/см*^{3}). Заливкою виділені намагнічені тіла

на глибинах від 2–5 до 20–30 *км*.

Під глибоководною частиною Чорного моря і далі на північ, за результатами гравітаційного моделювання [10] виділені щільнісні неоднорідності верхньої частини кристалічного фундаменту (див. рис. 8). У роботі [10] показано, що зона переходу від контитентальної структури до Західно-Чорноморської западини, не обмежується КС, а простягається під присхиловою частиною улоговини. Автори даної роботи в зоні зчленування океанічної (щільністю 2.80 *г/см*^{3}) і континентальної (щільністю 2.70 *г/см*^{3}) кори виділяють три вузьких блоки шириною 1.5, 2.0 та 3.0 *км* із щільністю відповідно 2.84 *г/см*^{3} (діорити), 2.70 *г/см*^{3} (докрейдова осадово-метаморфічна товща платформи) і 2.77 *г/см*^{3} (андезити). Морфологічно перший блок перебуває в улоговині, другий — в пониженому трозі, а третій — під нижньою частиною КС. Від середини його і далі на північ змін щільності по латералі не виявлено, значення складають 2.70 *г/см*^{3}. Блоки підвищеної щільності піднімаються над загальним рівнем по-

верхні консолідованої кори. Трог, за даними батиметрії, виділений в інтервалі пікетів 7–9 *км*, розміщений між двома виступаючими блоками з підвищеною щільністю і має глибину закладання понад 4 *км* (див. рис. 8).

Аналіз вимірів магнітних властивостей образчиків порід, піднятих з різних ділянок підводного масиву, свідчить про відносно слабку їх намагніченість. В цілому, частка магнітної фракції в породах ЛПМ не перевищує 0.1%, що на порядок нижче, ніж у вулканогенних порід нижньокрейдового віку, розбурених свердловиною на Ілічівському локальному піднятті зовнішнього шельфу. Тут вулканогенно-осадовий комплекс залягає на глибинах 1.2–1.75 *км* і представлений породами основного та середнього складу з вмістом магнетиту до 2–3%.

Розміщення магнітоактивних об'єктів в з. к., отримані за даними моделювання, свідчать про відсутність прямого зв'язку магнітоактивних тіл цього району з підводним палеовулканічним центром, оскільки інтерпретація магнітних аномалій показала, що їх джерелами є два окремих намагнічених об'єкта в верхній частині з. к. (див. рис. 8).

Перший об'єкт в інтервалі пікетів 7–8.8 *км* розміщений в межах глибоководної частини біля підніжжя континентального схилу. Він знаходиться в прошарку осадових порід, розміщених між двома магматичними колонами, на глибині порядка 1 *км* нижче поверхні дна моря та має достатньо просту трапецієподібну форму шириною приблизно 2 *км* і потужність близько 3 *км*.

Другий об'єкт в інтервалі пікетів 13.5–18 *км*, розміщений в межах верхньої частини континентального схилу і зовнішнього шельфу, в консолідованій частині з. к. має складну форму. Його ширина змінюється від 5 *км* у верхній частині до 1 *км* у нижній, а потужність коливається в інтервалі 1–3.5 *км*.

Обидва об'єкти мають однакову середню намагніченість, яка втричі менша магнітоактивних об'єктів, розбурених св. № 2-Ілічівська. Автори даного моделювання вважають, що перший об'єкт біля континентального підніжжя виник шляхом акумуляції осадового матеріалу у вузькому грабені, джерелом якого було тіло, розміщене вище по схилу (другий об'єкт). В той час ділянка шельфу могла активно розмиватись та вивітрюватись, знаходячись вище рівня моря. Цей процес продовжувався, поки відкладалася власне магнітоактивна товща першого об'єкта — від глибини 1 *км*, що відповідає підошві пліоцен-четвертинних (N_2–Q) відкладів в цьому районі, а потужність самого тіла співрозмірна з товщиною відкладів від палеоцену до нижнього міоцену.

Можна припустити, що блок діоритів "припаяний" до БПЖ-1, а андезитів — до МП. Середній блок очевидно і є тією зоною зсуву, по якій БПЖ-1 відділений геодинамічно від континентальної платформи. Описана реальна модель добре підтверджує історію розвитку ШРЗ. Утворення щілини на етапі розширення планети призводить до зменшення щільності порід, завдяки горизонтальному розсуву жорстких блоків, і заповненню її вулканогенно-осадовими породами.

Коли починається епоха стиснення, АБЗК і БПЖ починають просідати, зменшуючи простір ШРЗ. Власне процеси стиснення починаються ще раніше, у другу половину епохи розширення, завдяки обертальній динаміці АБЗК. На певному етапі стиснення в межах ШРЗ активно йдуть процеси метасоматозу, гранітизації та метаморфізму. Оскільки БПЖ активно просідає, то частина простору ШРЗ "припаюється" до контактуючих блоків, залишаючи геодинамічно активною центральну частину (що власне й підтверджують дані роботи [10]). Просідання зупиняється із закінченням епохи стиснення й тоді, на короткий період (кілька мільйонів років), установлюється геодинамічна рівновага між контактуючими блоками, хоча процеси метасоматозу в центрі ШРЗ тривають. З настанням нової епохи розширення утвориться нова щілина, але просторові границі БПЖ — АБЗК трохи збільшилися за рахунок "припою" попереднього циклу. Як зазначено вище, за Альпійську епоху розвитку літосфери геотектонічна активність планети Земля складається з 9-ти циклів розширення / стиснення. Перші чотири можна вважати підготовчими, а 5-й, з потужною епохою розширення в ранній крейді (барем, апт, альб, сеноманський віки) — основним, коли БПЖ Чорного моря отримали певну ступінь свободи і в турон-коньяк-сантонські віки (етап стиснення) пізньої крейди почали активно просідати. Цей процес тривав у пульсуючому режимі до неогену, в якому стиснення стало переважаючим, а останні 6.7 млн р. — домінуючим.

3. Прогнозування значних за запасами родовищ ВВ у північній частині Чорного моря

Саме модель формування ШРЗ, викладена вище, пояснює поняття "псевдофундамента" колекторських стовпів родовища Білий тигр на шельфі В'єтнаму. Вони утворюються в тілі самої ШРЗ, на місці, завдяки аномальним термобаричним умовам, а не завдяки вторинним процесам епігенезу, як вважає більшість дослідників. На підтвердження цього дуже важливого положення наведемо витяг з роботи [1]. Залягання нафтових покладів в фундаменті осадових депресій — одне з головних доказів їх ендогенної природи. Вскиди фундамента є структурами найбільш інтенсивного нафтоутворення, як в перекриваючих осадових товщах, так і в самому фундаменті. Нафтоутворення в межах різко піднятого фундамента депресій може досягати велетенських розмірів. Унікальним в цьому відношенні є родовище Білий Тигр на шельфі Південного В'єтнаму,

гігантські поклади нафти якого, в основному, залягають в ступінчасто розміщених вскинутих гранітах фундамента, простежуючись в них на глибину 1 500 *м* і тільки частково розповсюджуючись в оточуючі та перекриваючі осадові товщі. Причому і в останніх нафтоутворення контролюється різкими підйомами блоків фундаменту, майже не розповсюджуючись в горизонтальних напрямках. Головні запаси нафти родовища Білий Тигр зосереджені не в осадовій товщі, а в гранітному фундаменті. Експлуатаційні свердловини в осадових породах нижнього міоцену та олігоцену працюють з дебітами від одиниць до 300 тон на добу, в той час, як більшість свердловин фундамента фонтанують з дебітами 1 000 тон та більше. Запаси нафти в ньому оцінюються в 659 млн тон [1].

Автори роботи [14] зазначають, що нафтоутворенню передує флюїдне кислотне вилущування, як порід фундаменту, так і осадових порід депресій, підтримуючи висхідну міграцію нафти та утворення її гігантських покладів, вирішуючи "проблему простору" при їх утворенні. Вона подібна до аналогічної проблеми необхідного простору для інтрузивів, яка знайшла вирішення при виявленні магматичного заміщення інтрудованих порід, що супроводжуються широкомасштабним флюїдним виносом корової речовини. Вилугування осадових порід висхідними флюїдними потоками морфологічно може проявлятись в утворенні грязьових вулканів, які тяжіють до купольного підйому осадових порід. Їх вертикальне коріння контролює розміщення нафтових покладів на велику глибину, формуючи багатоповерхові нафтові родовища. Поклади багатоповерхових нафтових родовищ об'єднувались П. М. Кропоткіним (1965) в структури висхідної флюїдної міграції "труби дегазації Землі".

А от як оцінює перспективи Чорного моря на відкриття значних запасів ВВ О. Ю. Лукін в роботі [12] : "В межах Чорного моря можлива присутність великих резервуарів в гранітних масивах та інших виступах різновікового докрейдового кристалічного фундаменту. Зокрема, тут велика вірогідність існування аналогів таких великих та гігантських нафтових (газоконденсатних, газових) родовищ, відкритих на Південно-В'єтнамському шельфі, як Білий Тигр, Дракон та інші. Необхідно відмітити збіг цілого ряду геологічних (обтікання цих розущільнених докрейдових гранітних масивів нафтоносними олігоценовими товщами, близькими за речовинним складом та фаціальною характеристикою до майкопських відкладів прикерченського шельфу, та Індоло-Кубанського прогину, ускладнення багатьох структур насувами північно-західного напрямку і т. п.) та геохімічних (склад нафт, близьких їх ізотопних показників та інш.) характеристик цих морських регіонів, близьких в тектоно-геодинамічному відношенні. Передумови формування родовищ типу Білого Тигра встановлені в крайовій частині шельфа та на континентальному схилі Чорного моря, де за сейсморозвідувальними даними є ознаки існування великих виступів ймовірного розущільнення кристалічних та метаосадових порід. Тут також виявлені ознаки локалізації на цих виступах карбонатних побудов. Останні, судячи з даних драгування в районі Ломоносівського підводного масиву (Є. Ф. Шнюков, 1999) можуть бути пов'язані з метановими курильщиками. Як Чорне, так і Південно-Китайське моря характеризуються тісним переплетенням глибинної вуглеводневої та водяно-вуглекислої дегазації, що обумовлює особливо велику перспективність пошуків таких гетерогенних масивних резервуарів. Саме з ними необхідно пов'язувати перспективи піднять Паласа та Тетяєва".

Вказані структури виявлені в північній частині Східно-Чорноморського підняття, навпроти Керченської протоки та західного замикання прогину Сорокіна.

Виникнення резервуарів нафти та газу в нафтогазоносному кристалічному масиві (НКМ) пов'язано, головним чином, з різноманітними накладеними вторинними процесами, вивчення яких, таким чином, набуває першочергового значення для розробки вчення про НКМ (О. Ю. Лукін. 2011).

Звернемо увагу на три твердження О. Ю. Лукіна, з якими можна дискутувати:

1) Збіг характеристик морських регіонів Чорного та Південно-Китайського морів, близьких в тектоно-геодинамічному відношенні.

2) Виникнення резервуарів нафти та газу в нафтогазоносному кристалічному масиві пов'язано, головним чином, з різноманітними накладеними вторинними процесами.

3) Велику перспективність пошуків гетерогенних масивних резервуарів необхідно пов'язувати з підняттями Паласа та Тетяєва.

П е р ш е . Тихоокеанське активне кільце різко відрізняється від іншої частини планети, в тому числі і Альпійсько-Гімалайського пояса. Це переконливо, на основі узагальнення робіт багатьох дослідників, показано в роботі [9]. Саме тому шукати аналоги Білого Тигра в Чорному морі є некоректно.

Д р у г е . Процитовані вище фрагменти робіт Арешева та Маракушевих та наші узагальнення циклічного процесу геодинаміки свідчать про *єдиний процес утворення кристалічного псевдофундаменту та наповнення його вуглеводнями*. І це може відбуватися тільки в межах ШРЗ та "труб дегазації" в певних геодинамічних умовах. Перекриваючі осадові породи відіграють тільки роль покришок, навіть ті, які мають хороші колекторські властивості.

Т р е т є . Безумовно підняття Паласа та Тетяєва можуть бути пов'язані з покладами вуглеводнів і навіть значними. Хоча вони розміщені на Східно-Чорноморському підняттi, але поруч, через прогин Сорокіна, оминаючи уламок Керченсько-Тамансь-

кого серединного масиву [7] в сторону Туапсинського прогину проходить ШРЗ. В той же час вище зверталася увага на різний геодинамічний стан Західно- та Східно-Чорноморських улоговин, який може мати суттєвий вплив на перспективи нафтогазоносності.

В роботі [2] оцінюється досвід промислової розробки Норвегією газового родовища Урмен Ланге (“Довгий Змій”), відкритого в 1997 р. Даний поклад розміщений на глибині 1 900 *м* під дном Норвезького моря (товща води 1 100 *м*), в межах найбільшого в світі підводного зсуву Сторрега, віком 9 тис. р. Газонасичений пісковик має середню пористість 28%, проникність 6.25–35 дарсі та пластовий тиск 28.5 Мпа. Дебіти газових фонтанів, згідно проекту розробки, в кожній з експлуатаційних свердловин складають 8.5–12.7 млн $м^3$/добу. У 2007 р. видобуток газу в Урмен-Ланге досяг 105 млн $м^3$/добу. В газі немає сірководню, але відносно висока концентрація CO_2. Довготривалий проект видобутку планує спочатку добувати вільний, так званий “підлідний” природний газ, потім вільний з “льодяним” (гідратним) метаном та, в кінці кінців, лише “льодовий”. Що необхідно добавити, і чого немає в цій блискучій науковій праці? Безумовно, такі колосальні притоки газу говорять про те, що родовище розміщене в межах ШРЗ, яка роз’єднує жорсткі блоки земної кори — океанічної та континентальної. А молодий зсув порід створив додаткове ущільнення перекриваючої товщі та опосередковано підтвердив Альпійську активність самої ШРЗ на сучасному етапі. Виходить, що під час свого розвитку шовні рифтогенні зони, формуючи глибоководний басейн, самі накопичують та формують колекторські та перекриваючі товщі в режимах розширення/стиснення. Можна добавити, що пошуки вуглеводнів у Північному морі довго були невдалими — при опошукуванні його території зафіксовано 240 свердловин “невдах”. На Центральний грабен, який відмічений на всіх тектонічних схемах, довго не звертали увагу — за концепцією органічного походження ВВ, на таких глибинах не повинно було залишитись колекторських товщ у відкладах писальної крейди. Але відкриття родовищ гігантів — Дан, Екофіск та інших, було зроблено саме там. Спеціальні дослідження геодинамічних напруг показали, що в межах Центрального грабену вони аномально відрізняються, немов би існує постійний “піддув” знизу.

Значні за розмірами родовища нафти та газу в Північній частині Західного сектора Чорного моря необхідно пов’язувати з областю підвищених теплових потоків між валом Андрусова та північно-східною межею БПЖ-1. В неї входить серпоподібна ШРЗ, яка відокремлює БПЖ-1 від оточуючих його геотектонічних елементів на півночі та сході. Сам вал показаний на сейсмогеологічному профілі В-58 (рис. 9), а глибинна будова передгірського рифту відмічена на профілях 17-ГСЗ та 19-ГСЗ (рис. 10, 11). Його можна ототожнити з ШРЗ, яка прямує на північ, а потім на північний захід, звужуючись та змикаючись з серпоподібною ШРЗ. В області між цими зонами широко представлені аномалії хвильового поля, відмічені в роботі [7].

Профіль В-67 (рис. 12) взятий з роботи [7]. Охарактеризовано сейсморозвідкою континентальний схил та північну частину Західно-Чорноморської улоговини. З прив’язкою до свердловин кримської суші ідентифіковані деформовані комплекси кімеід (нижня перм-середній тріас), тавріки (верхній тріас-середня юра) та осадові породи верхньої юри, ранньої крейди, верхньої крейди, палеоцен-еоцену, майкопу та неогену. За даним сейсмогеологічним розрізом можна чітко виділити сучасний та древній континентальний схил в інтервалі пікетів 188–191, до пікету 213 — область древнього підніжжя, до пікету 233 — шовну рифтогенну зону за характерним збільшенням товщі ранньої крейди та вижимку осадових порід включно з майкопом з утворенням антиклінальних форм по поверхні еоцену та майкопу. Ширина ШРЗ в цьому косому перетині — 20 *км*. Далі пікету 238 реальних сейсмічних горизонтів нижче палеоцену ми не спостерігаємо, але в осадовій товщі палеоцен-майкопу фіксуються характерні ускладнення в інтервалі пікетів: 245–255, 276–283, 297–304 та 332–337. Перше ускладнення з характерною хвилястою деформованістю порід та просіданням в товщі неогену може характеризувати шовну рифтогенну зону, але вдвічі менших розмірів ніж попередня. Друге — можна інтерпретувати як зону скиду з вижимкою порід ще меншою, ніж попередня. І два останні ускладнення горизонтів осадового чохла можуть свідчити про розвиток вулканічних апаратів.

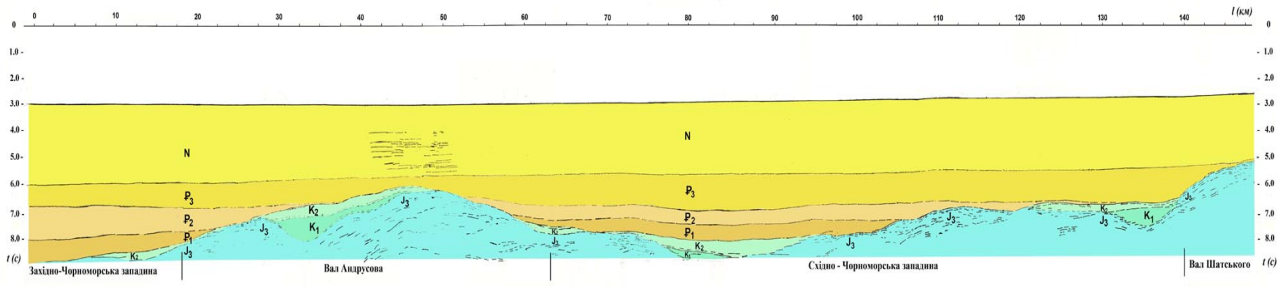


Рис. 9. Сейсмогеологічний профіль В-58

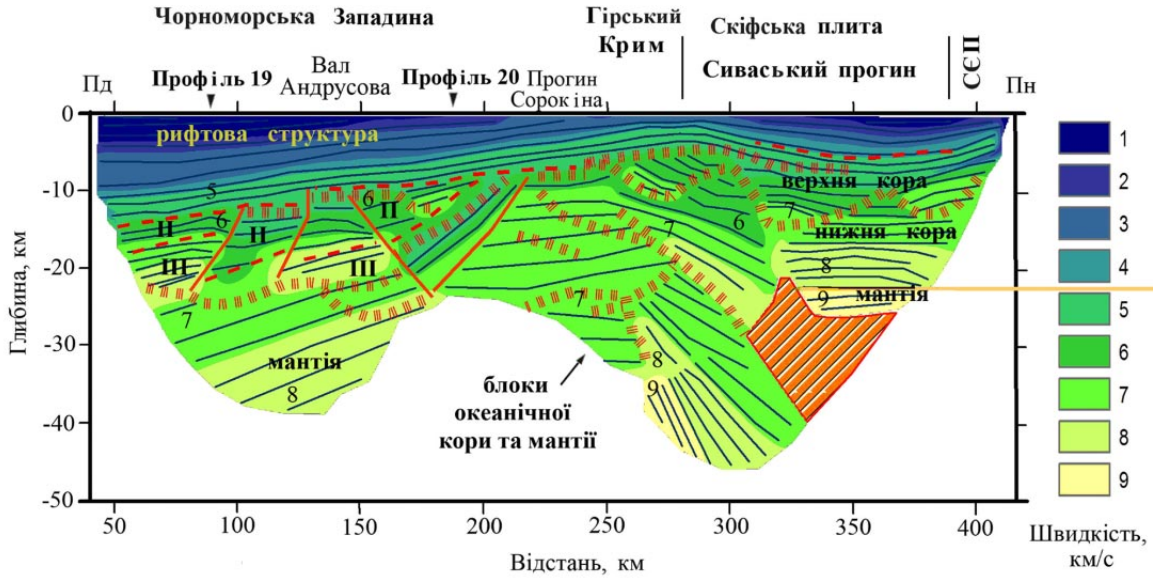


Рис. 10. Сейсмогеологічний розріз по профілю 17-ГСЗ. Ізолінії швидкості через 0.25 *км/с*

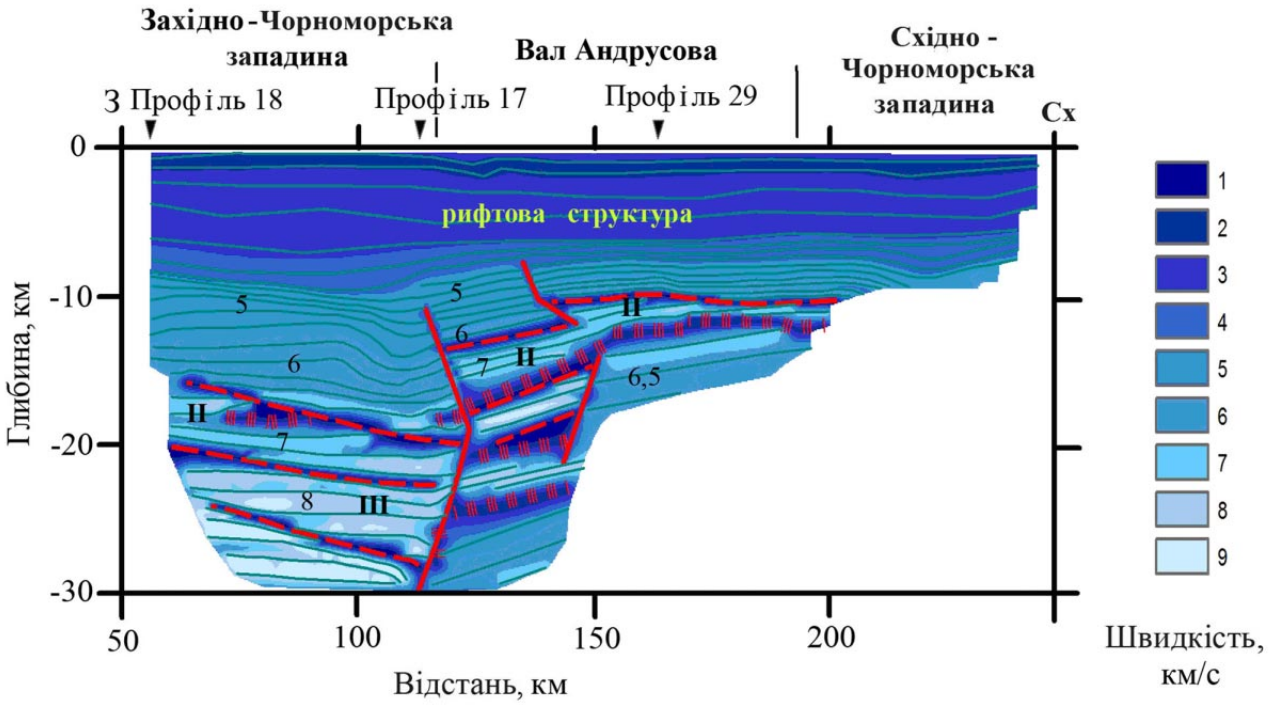


Рис. 11. Сейсмогеологічний розріз по профілю 19-ГСЗ. Ізолінії швидкості через 0.25 *км/с*
Серпоподібна ШРЗ виділена : по профілю 25-ГСЗ на глибині 24–26 *км* в інтервалі пікетів 260–280 *км*, (див рис. 5); та охарактеризована сейсмогеологічними профілями В-67 та В-39, місцезнаходження яких показано на рис. 1.

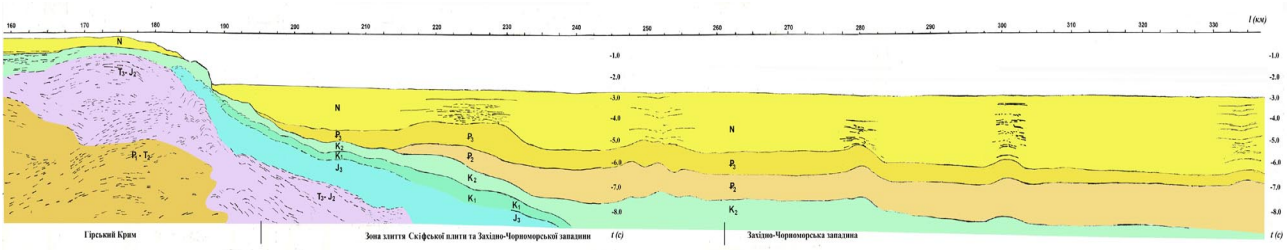


Рис. 12. Сейсмогеологічний профіль В-67

Сейсмогеологічний профіль В-39 (рис.13) вже не фіксує чіткого малюнку ШРЗ, але по поведінці сейсмічних горизонтів, розвиток її можна спрогнозувати в інтервалі пікетів 114–119 *км*. Оскільки профіль пересікає ШРЗ ортогонально, то і ширина її значно менша.

Сейсмогеологічний профіль В-58 (див. рис. 9) розміщений ортогонально попереднім та характеризує осадовий чохол глибоководних котловин від Західно-Чорноморської через вал Андрусова до Східно-Чорноморської. Чітко видно деформованість нижнього структурного поверху — до відкладів ранньої крейди, локальні потовщення її та практичну недеформованість осадового чохла від верхньої крейди до неогену. В інтервалі пікетів 10–18 *км*, де є потовщення відкладів верхньої крейди, можна прогнозувати розвиток ШРЗ перед валом Андрусова.

В роботі [7] виділена область деформованої товщі осадових порід від палеоцену до майкопу (див. рис. 1). Вона має ширину в перетині профіля В-67 до 20 *км*, довжиною до 170 *км*, та простягається з північного заходу на південний схід. Під нею прогнозується розвиток аномальних товщин ранньої крейди та інших відкладів альпід до ранньої пермі включно (див. рис. 5). Область деформованої товщі має форму вала. *Перспективною зоною пошуку значних за розмірами родовищ ВВ необхідно вважати сам вал та прилягаючу область котловини на північ та північний схід до континентального підніжжя включно. Пастки ВВ можуть бути, як антиклінального, так і неантиклінального типу.*

До цієї високоперспективної зони просторово тяжіють і нафтові родовища Лебади в межах морського продовження Бабадагського грабену і потужні поля газових факелів в перехідній зоні від північно-західного шельфу до континентального схилу (див. рис. 6 рельєфу Чорного моря).

Нафтове родовище Лебада було виявлене в 80-ті роки XX століття румунськими геологами, у вузькому грабені Мізійської плити. Останній був закладений на альпійському етапі та заповнений відкладами від верхнього тріасу по неоген. Припливи нафти отримані з відсортованих пісковиків апт-альбу у вигляді турбідітових потоків, відкладених біля крутої стінки рифта. Відкриті запаси виявилися невеликими і швидко вичерпалися. Закладення рифтової щілини в області МП можна пояснити крутильною динамікою БПЖ-1, який не тільки опускається вниз, але й провертається проти годинникової стрілки, підкоряючись ротаційній динаміці планети [9]. Сама форма північної частини БПЖ-1 може створювати дотичні напруги субширотного напрямку, що певною мірою відображено в рельєфі дна моря (див. рис. 6) .

Описуючи вище фрагмент сейсмічного профіля 23-ЗГТ, було звернуто увагу на деформації верхньої частини розрізу, що формувалася протягом приблизно 40 млн р. Можна припустити, що коли глибинні пастки ВВ були сформовані та заповнені, надлишок газової компоненти мігрував вгору та виходив на поверхню на значних відстанях — як через носик чайника виходить зайвий пар.

Висновки

- Повністю підтверджені уявлення А. Д. Туголесова та інших, щодо повільного формування западин Чорного моря — Західної та Східної, і уявлення А. В. Чекунова щодо приналежності їх різним сторонам Кримського "ромба".
- Західна і Східна улоговини Чорного моря, маючи океанічну кору в межах БПЖ-1 та БПЖ-2, структурно та геодинамічно роз'єднані Центрально-Чорноморським підняттям, отже, мають різні перспективи нафтогазоносності в цілому.
- Значні за розмірами родовища нафти та газу в Північній частині Західного сектора Чорного моря необхідно пов'язувати з областю підвищених теплових потоків між валом Андрусова та північно-східною межею БПЖ-1.
- Особливо перспективною зоною пошуку значних за розмірами родовищ ВВ необхідно вважати вал з деформованих відкладів палеоцен-майкопу та прилягаючу область Західної котловини на північ та північний схід до континентального підніжжя включно. Пастки ВВ можуть бути, як антиклінального, так і неантиклінального типу.
- Значне зміщення полів газових факелів у просторі від зон глибинної генерації ВВ, ставить під сумнів прямі пошуки їх по аерокосмічним даним (спо-

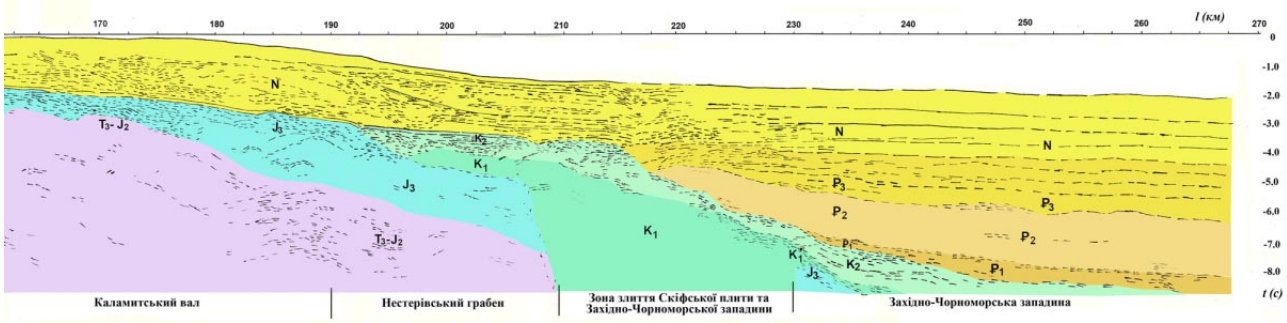


Рис. 13. Сейсмогеологічний профіль В-39

стереження морської поверхні) та відбору проб з дна моря. Поверхневі ознаки можуть тільки свідчити про наявність вуглеводнів в регіональному плані. В той же час надзвичайно важливою є морфометрична інформація дна басейну.

Література

1. Арешев Е. Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса / Е. Г Арешев. — М.: АВАНТИ, 2004. — 287 с.
2. В трех шагах от субмаринной добычи газогидратов / Шнюков Е. Ф., Гожик П. Ф., Краюшкин В. А., Клочко В. П. // Геология и полезные ископ. Мирового океана. — 2007. — № 1. — С. 32–51.
3. Гавриш В. К. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Гавриш В. К., Забелло Г. Д., Рябчун - Л. И. ИГН НАН Украины. — К.: Наук. думка, 1989. — 208 с.
4. Газовые факелы на дне Черного моря. / Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. [и др.] — К.: ПП "Гнозіс", 1999. — 134 с.
5. Геология шельфа УССР. Тектоника / Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И., Пустыльников М. Р. [и др.] — К.: Наук. думка, 1987. — 152 с.
6. Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена / Дачев Х., Вольвовский И. С., Чекунов А. В. [и др.] — К.: Наук. думка, 1996. — 216 с.
7. Есипович С. М. Цикличность геологических процессов в формировании земной коры (на примере нефтегазоносных регионов Украины): дис. ... докт. геол. наук., защищена 29.06.2004: утв. 05.12.2004 / Есипович Станислав Михайлович; Інститут геологических наук. — К., 2004. — 298 с.
8. Есипович С. М. Зоны напряженного тектоно-динамического режима и перспективы нефтегазоносности центральной и северной частей Черного моря. / С. М. Есипович // Геология и полезные ископаемые Мирового океана — 2012. — № 3. — С. 20–35.
9. Єсипович С. М. Історія планети Земля — пульсуючий розвиток під дією космічного пресингу [Електронний ресурс] / монографія: С. М. Єсипович; ДУ Наук. центр аерокосміч. досл. Землі Інст-ту геолог. наук НАН України. — Елетрон. дані (1 файл) / — К., 2015. — 190 с. — Інтернет-портал "Research Gate". — Режим доступу:http://www.researchgate.net/profile/Stanislav_Yesypovych/publications.— Назва з екрану. — Дата звернення: 21.06.2017.
10. Козленко Ю. В. Новые результаты геологической интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей Ломоносовского палеовулканического массива методами плотностного и магнитного моделирования / Козленко Ю. В., Соловьев В. Д., Козленко М. В./ / Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 3. —С. 1–88.
11. Кропоткин П.Н. Геологическое строение Тихоокеанского пояса / Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. — М.: Наука, 1965. — 232 с.
12. Лукин А. Е. Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе / А. Е. Лукин. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 3. — С. 10–21.
13. Лукин А. Е. Создание учения о нефтегазоносных кристаллических массивах — насущная проблема геологии XXI века. (405–441) / А. Е Лукин. // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина) — М.: ГЕОС, 2011. — 504 с.
14. Маракушев А. А. Эндогенные углеводороды и органические вещества на Земле и космических объектах (42–68) / Маракушев А. А., Маракушев С. А.// Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П. Н. Кропоткина) — М.: ГЕОС, 2011. — 504 с.
15. Пийп В. Б. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным / Пийп В. Б., Ермаков А. П. // Вестн. Моск. Ун-та. — Сер. 4. Геология. — 2011. — № 5. — С. 61–68.
16. Туголесов Д. А Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины / Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. — М.: Недра, 1985. — 215 с.
17. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры / И. И. Чебаненко — К.: Наукова думка, 1977. — 82 с.
18. Чекунов А. В. Крым в системе разломов Черноморского региона / А. В Чекунов // Доклады академии наук Украинской ССР. Серия Б. — 1990. — № 3, март. — К.: Наукова думка, 1990. — С. 20–24.
19. Шнюков Е. Ф. Минеральные богатства Черного моря / Шнюков Е. Ф., Зиборов А. П. К., 2004. — 280 с

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОТКРЫТИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ

С. М. Есипович, Н. И. Есипович, А. Д. Бондаренко, О. В. Титаренко

На основании циклических процессов развития земной коры и концепции неорганического происхождения углеводородов (УВ), рассмотрены геологические и геодинамические условия формирования значительных месторождений УВ в пределах подножия северного континентального склона Черного моря. Показано, что это подножие четко делится на Западную и Восточную (прогиб Сорокина) части, которые существенно различаются одна от другой. Обосновывается положение, что именно Западная часть подножия континентального склона является высокоперспективной для поисков значительных месторождений УВ.

Ключевые слова: подножье континентального склона, неорганическое происхождение УВ, континентальный и океанический тип земной коры, циклическое развитие, шовные рифтогенные зоны, Альпийско-Гималайский иТихоокеанский геосинклинальные пояса

GEOLOGICAL AND GEODYNAMIC CONDITIONS FOR THE FORMATION OF SIGNIFICANT FIELDS OF THE NORTHERN CONTINENTAL SLOPE OF THE BLACK SEA

S. M Yesypovych, N. I. Yesypovych, A. D. Bondarenko, O. V. Titarenko

The geological and geodynamic conditions for the formation of significant fields of HC within the foot of the northern continental slope of the Black Sea are considered on basis of the cyclical processes of Earth's crust development taking into account the hydrocarbons (HC) inorganic origin concept. It is shown that this foot is subdivided into the western and eastern parts (the Sorokin's depression), which are differ essentially from one another. The statement is justified about good prospectivity for significant hydrocarbon deposits inside the western part of the foot of continental slope.

Keywords: the foot of the northern continental slope, account the hydrocarbons inorganic, continental and oceanic type of the earth's crust, cyclic development, suture riftogenic zones, Alpine-Himalayan and Pacific geosynclinal belts

Електронний науковий фаховий журнал
УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ
№13• 2017
домашня сторінка www.ujrs.org.ua

ПРАВИЛА ТА РЕКОМЕНДАЦІЇ ДЛЯ АВТОРІВ

Дані Правила складено на основі "Вимог ВАК до наукової статті, опублікованої у фаховому виданні" (http://lib.exdat.com/docs/740/index-3150.html) а також "Положення про електронні наукові фахові видання" (http: //vak.org.ua/fv/).

Представлення рукописів. Рукописи надсилають до редакції в електронному вигляді за адресою: o.kudriashov@ujrs.org.ua. До рукопису додають акт експертизи установи де виконана робота, відомості про авторів (ім'я, по-батькові, прізвище, посада, науковий ступінь та вчене звання, повна офіційна назва установи, адреса, телефон та електронна адреса відповідального автора), а також "Авторську згоду" за підписом відповідального автора (скан у форматі JPEG або PDF) (Додаток).

Загальні вимоги. Стаття може бути написана українською, російською або англійською мовами і повинна мати резюме (abstract), а також ключові слова (keywords). Анотація повинна висвітлювати результати досліджень а не перелік питань, що розглядаються у статті. Рекомендується розбити матеріал статті на розділи (вступ, висновки і т. ін.). У кінці рукопису розміщують список використаних джерел, а після нього — назву статті, ініціали та прізвища авторів, резюме та ключові слова двома мовами, (російською та англійською, українською та англійською, українською та російською, відповідно до мови статті).

Оформлення рукопису. Формат документу — Word 97–2003. Текст форматують *без переносів, абзацних відступів та інтервалів до та після рядка.* Формат графічних додатків — TIFF, розрізнення (фактичне!) 300 dpi/inch у форматі документа. Формат документу — А4.

Структура рукопису:
- УДК
- Назва статті
- Ініціали та прізвище автора (авторів)
- Повна офіційна назва установи (установ) де виконано роботу, місто, країна (якщо автори працюють у різних установах *перед* назвою установи та *після* прізвища автора ставлять однакову цифру (верхній індекс)
- Електронна адреса та/або тел./факс відповідального автора. Перед нею та після прізвища відповідального автора ставлять астериск (зірочку)
- Резюме мовою статті (слово "Резюме" не пишуть)
- Ключові слова мовою статті
- Знак авторського права, ініціали та прізвища авторів. Рік
- Текст статті
- Список літератури ("Література")
- Назва статті, ініціали та прізвища авторів, резюме, а також ключові слова двома мовами окрім мови статті (мається на увазі, що йдеться про три мови: українську, російську та англійську)

Текст. Якщо Ви пишете українською мовою зверніть увагу на відмінювання прізвищ які закінчуються на приголосний або **о**. Адже жіночі прізвища не відмінюються, а чолові обов'язково відмінюються.

Формули набирайте у редакторі Microsoft Equation і не вставляйте їх у текст як зображення. Будь ласка, не користуйтесь програмою Math Type.

Таблиці. Треба всіляко прагнути аби таблиці мали книжну орієнтацію. Формат таблиць — MS Word..

Ілюстрації (знімки, діаграми, схеми) вмонтовують у документ Word і представляють їх *окремими файлами* у форматі TIFF. Розрізнення — 300 dpi/inch у масштабі публікації.Рисунки повинні мати умовні позначення, наприклад, у вигляді прямокутників з цифрою поруч. *Назву рисунка та пояснювальні надписи треба винести у текст.*

Література. Список літератури складають відповідно до ДСТУ ГОСТ 7.1:2006.

Посилання на літературне джерело подають у квадратних дужках. У дужках вказують порядковий номер роботи, яку включено у список джерел.

Список літератури складають за абеткою (алфавітом).

ДОДАТОК

Авторська згода

Автори, направляючи рукопис у редакцію Українського журналу дистанційного зондування Землі, погоджуються з тим, що редакції передаються права на захист і використання рукопису (журналу переданого до редакції матеріалу, в т. ч. такі охоронювані об'єкти авторського права як фотографії автора, рисунки, схеми, таблиці тощо), в тому числі на відтворення у пресі та мережі Інтернет, на поширення, на переклад рукопису на будь-які мови, експорту та імпорту примірників журналу зі статтею авторів з метою розповсюдження, на доведення до загального відома. Зазначені вище права автори передають редакції без обмеження терміну і на території всіх країн світу без обмеження в т. ч. на території України.

Автори гарантують наявність у них виняткових прав на використання переданого редакції матеріалу. Редакція не несе відповідальності перед третіми особами за порушення даних авторами гарантій. За Авторами залишається право використання їх опублікованого матеріалу, його фрагментів і частин в особистих, у тому числи наукових і освітянських цілях. Права на рукопис вважаються переданими Авторами редакції з моменту підписання до друку випуску журналу, в якому він публікується. Передрук матеріалів, опублікованих у журналі, іншими фізичними та юридичними особами можливий тільки зі згоди редакції, з обов'язковим зазначенням випуску журналу, в якому було опубліковано матеріал.

Я, (відповідальний автор), підтверджую, що я достатньою мірою брав участь у розробці концепції/дизайну цієї роботи, аналізі даних, а також написанні рукопису для прийняття відповідальності за це. Я ознайомлений з остаточним варіантом рукопису і затвердив його для публікації. Жодного рукопису з аналогічним змістом не було опубліковано під моїм авторством і не розглядається для публікації в інших виданнях. Я також ознайомлений з вищенаведеними умовами опублікування рукопису та приймаю їх.

Дата, підпис

Електронний науковий фаховий журнал
УКРАЇНСЬКИЙ ЖУРНАЛ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ
№13 • 2017
домашня сторінка www.ujrs.org.ua

ПРАВИЛА И РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ АВТОРОВ

Данные Правила составлены на основе "Требований ВАК Украины к научной статье, опубликованной в научном издании" (http://lib.exdat.com/docs/740/index-3150.html), а также "Положения об электронных научных изданиях" (http: //vak.org.ua/fv/).

Редакция рассматривает и принимает материалы на украинском, русском и английском языках с соблюдением авторских прав и этических норм научной публикации .

Представление рукописей. Рукописи представляют в редакцию в электронном виде по адресу: o.kudriashov@ujrs.org.ua.

К рукописи прилагается акт экспертизы учреждения, где выполнена работа, сведения об авторах (учреждения, должности, научныее степени и ученные звания), а также "Авторское соглашение" за подписью ответственного автора (скан в формате JPEG/PDF см. Приложение).

Общие требования. Статья может быть написана на украинском, русском или английском языках и должна иметь резюме (abstrakt), а также ключевые слова (keywords). Аннотация должна содержать основные результаты исследований, а не перечень вопросов, рассмотренных в статье. Рекомендуется разбить материал статьи на разделы (введение, выводы и т. д.). В конце рукописи размещают список использованной литературы, а после него — название статьи, инициалы и фамилии авторов, резюме и ключевые слова на двух языках (русском и английском, украинском и английском, или на украинском и русском, соответственно языку, на котором написана статья).

Оформление рукописи. Формат документа — Word-97–2003. Формат графических приложений — TIFF, разрешение — 300 dpi/inch. Размер страницы — А4. Текст форматируют *без переносов, абзацных отступов, выступов и интервалов до и после строки.*

Структура рукописи

• УДК
• Название статьи (желательно без аббревиатур)
• Инициалы и фамилия автора (авторов)
• Официальное название учреждения (учреждений) где выполнена работа, город, страна

Если авторы работают в разных учреждениях, *перед* названием учреждения и *после* фамилии ставят одинаковую цифру (верхний индекс)

• Электронный адрес или тел/факс ответственного автора. Перед ним и после фамилии ставят астериск (звездочку)
• Резюме на языке статьи (слово "Резюме" не пишут)
• Ключевые слова на языке статьи
• © (знак авторского права), инициалы и фамилии автора/авторов. Год
• Текст статьи
• Список литературы ("Литература»)
• Название статьи, инициалы и фамилии авторов, резюме (abstract), а также ключевые слова на двух языках (русском и английском; русском и украинском, украинском и английском соответственно).

Таблицы, формулы. Формат таблиц в тексте— MS Word. Формулы следует набирать в редакторе *Microsoft Equation* и не вставлять их в текст в виде изображений.

Пожалуйста, не набирайте формулы в программе Math Type.

Иллюстрации. Иллюстрации (снимки, схемы, диаграммы) вмонтируют в документ Word и представляют *отдельными файлами* в формате TIFF с разрешением не меньшим 300 dpi/inch в масштабе публикации. Рисунки должны иметь условные зна-

ки — например в виде "кирпичиков" с цифрой справа. *Название рисунка и легенду нужно вынести в текст.*

Литература. Список литературы составляют в соответствии с ДСТУ ГОСТ 7.1:2006 .Ссылки на литературный источник в тексте подают в квадратных скобках. . Список литературы делают *по алфавиту.* В алфавитном порядке сначала идут источники на русском и украинском языках, а после — на иных языках — в порядке латинского алфавита.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Авторское соглашение (документ должен быть подписан ответственным автором публикации)

Авторы, направляя рукопись в редакцию "Украинского журнала дистанционного зондирования Земли", соглашаются с тем, что редакции передаются права на защиту и использование рукописи (переданного в редакцию журнала материала, в т. ч. такие охраняемые объекты авторского права как фотографии автора, рисунки, схемы, таблицы и т. д.), в том числе на воспроизведение в печати и в сети Интернет; на распространение; на перевод рукописи на любые языки; экспорта и импорта экземпляров журнала статье авторов с целью распространения, на доведение до всеобщего сведения. Указанные выше права авторы передают редакции без ограничения срока их действия и на территории всех стран мира без ограничения, в т. ч. на территории Украины. Авторы гарантируют наличие у них исключительных прав на использование переданного редакции материала. Редакция не несет ответственности перед третьими лицами за нарушение данных авторами гарантий. За авторами сохраняется право использования опубликованного материала, его фрагментов и частей в личных, в том числе научных и образовательных целях. Права на рукопись считаются переданными авторами редакции с момента подписания в печать выпуска журнала, в котором он публикуется. Перепечатка материалов, опубликованных в журнале, другими физическими и юридическими лицами возможно только с согласия редакции, с обязательным указанием выпуска журнала, в котором был опубликован материал.

Я, (ответственный автор), подтверждаю, что я в достаточной степени участвовал в разработке концепции/дизайна этой работы, анализе данных, а также написании рукописи для принятия ответственности за это. Я ознакомлен с окончательным вариантом рукописи и утвердил его для публикации. Ни одна рукопись с аналогичным содержанием не была опубликована под моим авторством и не рассматривается для публикации в других изданиях. Я также ознакомлен с вышеуказанными условиями опубликования рукописи и принимаю их.

Дата, подпись

Адрес редакции: Украина, 01601, г. Киев, МСП, ул. Олеся Гончара, 55-Б, Редакция "Украинского журнала дистанционного зондирования Земли". Тел.: + (38044) 486 9405, 484 04 85; факс: + (38044) 486 9405, 486 1430. www. ujrs.org.ua/ujrs, E-mail: info@ujrs.org.ua

Online ISSN 2313-2132

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО ПОШУКУ ПОКЛАДІВ ВУГЛЕВОДНІВ

2.1. Критерії виявлення нафтогазоперспективних ділянок на суходолі з використанням геотермо-мікробіологічних методів та аерокосмознімків теплового діапазону

2.1.1. Механізм і модель підвищення температури в приповерхневих шарах при наявності нафтогазового покладу

Зміст цього підрозділу базується на матеріалах роботи [1]. У працях [2, 3] зазначалася наявність в гірських породах над нафтовими і газовими покладами позитивних температурних аномалій, значення яких збільшуються зверху вниз від кількох десятих часток градуса в приповерхневій зоні до кількох десятків градусів Цельсія безпосередньо над покладом. Це явище зазвичай пояснюють екзотермічними процесами виділення тепла в нафтогазових покладах при деструкції нафти і газу, обумовленої окисленням [2, 5, 6]. Перенесення тепла, що виділилося, відбувається кондуктивним (молекулярним) і конвективним (рухомим флюїдом) механізмами. У першому випадку (найбільш поширеному) значення температурної аномалії над нафтогазовим покладом лінійно зменшується зі зменшенням глибини, у другому (характерний для зон тектонічних порушень, за якими може відбуватися висхідна фільтрація підземних флюїдів) — температурна аномалія над покладом в приповерхневих шарах буде більшою, ніж в першому.

Співробітники ІГН АН УРСР на підставі польових геотермічних вимірювань в різноглибинних свердловинах і на денній поверхні (глибини від 0 до 10 *м*) над типовими нафтовими і газовими родовищами ДДЗ [7, 10] із залученням результатів вимірів температур в неглибоких свердловинах, виконаних іншими дослідниками [2, 4], встановили явище — аномально високі (0.5...4.0°С) перевищення температур ґрунту (в порівнянні з температурою фонових ділянок на тій же глибині) над нафтовими і газовими покладами в інтервалі глибин 1...6 *м* [1]. Для пояснення цього явища ІГН та Інститут мікробіології і вірусології АН УРСР на території полігонів геотермічної зйомки провели додаткові спеціалізовані біогеохімічні і літологічні дослідження. Це дозволило запропонувати відповідні біогеохімічний і пов'язаний з ним теплофізичний механізми, що пояснюють явище аномального підвищення температури в приповерхневих шарах.

Як встановлено нами, причиною формування таких температурних аномалій є тепло, що виділяється в приповерхневих шарах при інтенсивних процесах життєдіяльності мікроорганізмів, що окислюють (в умовах надмірного вмісту кисню на цих глибинах, так званих зонах аерації) природні ВВ ряду C_1–C_4, які мігрують знизу з нафтогазових покладів. Таким чином, на глибинах від 1 до 6 *м* (глибини можуть дещо змінюватися в залежності від сезону року, що свідчить про деяку вертикальну міграцію джерела тепла) над нафтогазовими покладами існує своєрідний "біогеохімічний реактор", що функціонує внаслідок створення на цих глибинах оптимальних умов (наявність достатньої кількості ВВ і кисню) для інтенсивної життєдіяльності мікроорганізмів, які окислюють гази метанового ряду, що супроводжується виділенням тепла, прогріваючи приповерхневі шари ґрунту. Ці біогеохімічні процеси протікають за реакціями:

$$C_n H_{2n+2} + aO_2 \rightarrow bCO_2 + cH_2O - \Delta q\,(Дж).$$

Для прикладу, розглянемо особливості розподілу приросту температур і вміст основних біогеохімічних складових даного процесу, що протікає в приповерхневих шарах (глибини 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6 та 8 *м*) на типовому для ДДЗ Прилуцькому нафтовому родовищі (рис. 2.1, [1]). Матеріали буріння свідчать про те, що в приповерхневих шарах цього родовища розвинені субаеральні і гляціальні відклади, що не містять скупчень піритів й інших з'єднань, які в процесі окислення могли бути джерелами тепла. Вимірювання температури (синхронні) і відбір проб для відповідних аналізів проводилися в свердловинах за

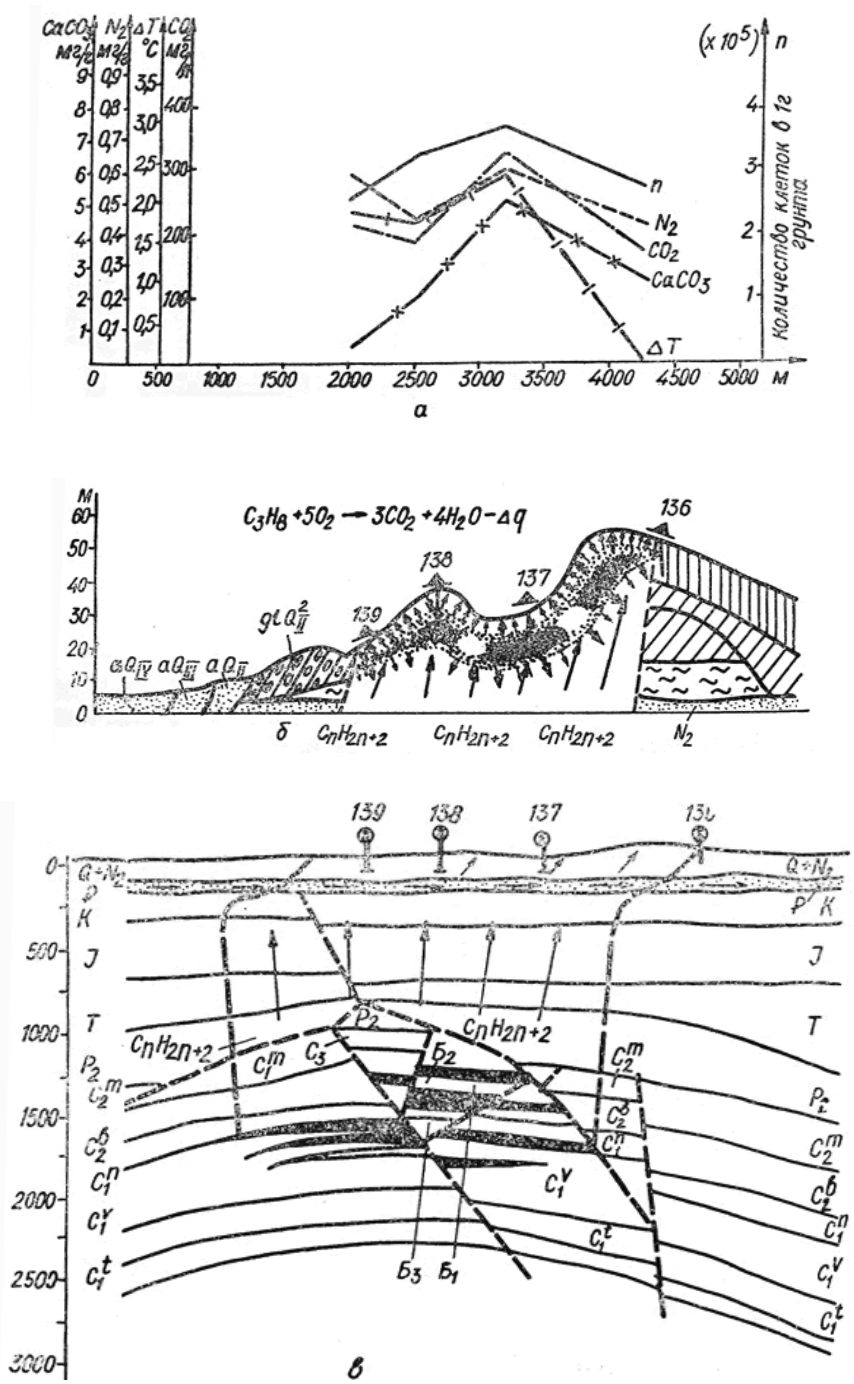


Рис. 2.1. Результати комплексних польових робіт, проведених на Прилуцькому нафтовому родовищі ДДЗ

профілем, що проходив через родовище. Похибка визначення перевищень температури в свердловинах становить ± 0.02°С (вимірювання здійснювалися термозондом з використанням терміторів ММТ-1). У відібраних пробах ґрунту визначалися кількість мікроорганізмів, що окислюють природні ВВ ряду C_1–C_4 (метан, етан, пропан, бутан), і вміст продуктів їх життєдіяльності: вільної вуглекислоти (продукт мікробіологічного окислення ВВ в даний час), мікроконкрецій $CaCO_3$ (свідчать про інтенсивність і тривалість процесів мікробіологічного окислення ВВ, за яких виділяється CO_2, що реагує з іоном кальцію ґрунтових вод), загального азоту (результат накопичення біомаси вуглеводневоокиснювальних бактерій).

У лабораторних умовах було доведено, що виявлені в пробах специфічні мікроорганізми інтенсивно окислюють ВВ — гомологи метанового ряду. Проведена ідентифікація виділених штамів показала, що вони належать до видів *Nocardia rhodochrous, Nocardia ucrainica, Methylomonas methanica, Methylococcus bovis* та ін. [8].

Виконані дослідження показали, що на всіх вивчених глибинах максимальні перевищення темпе-

ратур (в порівнянні з фоном), найбільша кількість вуглеводневоокиснювальних мікроорганізмів і підвищений вміст продуктів їх життєдіяльності (вільна вуглекислота, загальний азот, мікроконкреції $CaCO_3$) приурочені до свердловин, розташованих над центральною частиною родовища, де залягають основні запаси нафти. Як показали розрахунки, деякий зсув максимальних значень цих величин від центру родовища, можливо, зумовлено впливом руху підземних вод в бучак-канівському водоносному горизонті, що залягає над нафтовим родовищем. При цьому виявилося, що з усіх вивчених глибинних зрізів найбільші абсолютні перевищення температур, вміст вуглеводневоокиснювальних мікроорганізмів і продуктів їх життєдіяльності характерні для глибини 4 *м* (див. рис. 2.1). Ці особливості свідчать про інтенсивність функціонування на даній глибині над Прилуцьким нафтовим родовищем "біогеохімічного реактора", в якому відбуваються процеси мікробіологічного окислення природних ВВ. Побудовані залежності показують тісний кореляційний зв'язок між цими параметрами, близький до лінійного. Згідно з отриманими даними по св. 137, на глибині 6 *м* відзначається потік вуглекислого газу, що дорівнює $8 \cdot 10^{-4}$ *г/(м²с)*. При виділенні $8 \cdot 10^{-9}$ *г* вуглекислого газу виділяється 1.46×10^{-4} Дж. Така кількість тепла може створювати температурну аномалію 1–8°С на глибині декількох метрів. З робіт В. А. Соколова [6], Ф. А. Алексеєва та ін. [9] слідує, що ореоли розсіювання вуглеводневих газів над покладами нафти і газу формуються потоками газів зі швидкістю 10–5–10–8 *см*/с, що забезпечує "пальним" зафіксовані аномалії температур і вуглекислого газу в приповерхневих шарах зони "біогеохімічного реактора".

Для отримання більш точних кількісних оцінок температурних аномалій у приповерхневих шарах і на поверхні Землі було проведено моделювання. На квазіаналоговій моделі досліджувався процес теплопереносу, обумовлений дією розподіленого джерела тепла, розташованого між денною поверхнею та рівнем ґрунтових вод, і впливом горизонтального конвективного переносу в цих водах.

Область, що розглядається, представляє собою напівнескінченну полосу, на верхній границі якої передбачались граничні умови третього роду, а на нижній — другого.

Математична задача формулюється наступним чином:

$$\lambda_1\left(\frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)+B(x,z)=0; \qquad (2.1)$$

$$|x|\le l<\infty,\ 0\le z\le z_1.$$

$$m\lambda_2\frac{\partial^2 T^2}{\partial x^2}-c\rho v_x m\frac{\partial T_2}{\partial x}-\lambda_1\frac{\partial T_1^-}{\partial z}+\lambda_2\frac{\partial T_3^+}{\partial z}=0; \qquad (2.2)$$

$$|x|\le l<\infty;\ z=z_1;$$

$$\lambda_3\left(\frac{\partial^2 T_3}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T_3}{\partial z^2}\right)=0; \qquad (2.3)$$

$$|x|\le l<\infty; z_1<z<z_2$$

$$\text{і } z=0; -\lambda_1\frac{\partial T_1}{\partial z}=\alpha(T_B-T_1);\ z=z_1;\ T_1=T_2 \text{ і } T_2=T_3;$$

$$\text{і } z=z_2; -\lambda_3\frac{\partial T_3}{\partial z}=q; \text{ для } x=\pm l;\ \frac{\partial T}{\partial x}=0, \qquad (2.4)$$

де $B(x,z)$ — питома потужність джерела розподілу

$$B(x,z)=\begin{cases}B_0, |x|\le\frac{l_1}{2}; z_И\le z\le z_И+b;\\ 0, |x|>\frac{l_1}{2};\end{cases}$$

l_1, b — розміри дії джерела по вертикалі та горизонталі; m — потужність горизонту ґрунтових вод; z_1 — глибина залягання ґрунтових вод; $z_и$ — глибина верхньої границі джерела.

При моделювання зручно використати принцип суперпозиції, для чого задаємо $T_B=0$ та

$$\lambda_3\frac{\partial T_3}{\partial z}\Big|_{z=z_2}=0.$$

У цьому випадку отримане на моделі рішення є шуканим приростом температури (температурної аномалії), що обумовлене дією джерела розподілу. Конвективне перенесення тепла в моделі виконувалося квазіаналоговим методом.

Результати моделювання отримані для l = 100, $\lambda_1=\lambda_2=\lambda_3=0.838$ Вт/(*м*² · К), $b = 4$ *м*, $z_i = 2$ *м*, $\upsilon = 0{,}1, 3, 10$ *м*/год, $z_1=10, 20, 40$ *м* і показали, що розподіл за глибиною температурної аномалії істотно залежить від глибини залягання ґрунтових вод і швидкості фільтрації, в той же час максимальне значення аномалії завжди відповідає нижній межі джерела тепла $z_i + b$.

При $B_0 = 0.1$ Вт/*м*³ максимальне значення температурної аномалії для різних значень υ і z_1 знаходиться в межах від 1.2 до 2.2°С, а значення аномалії на земній поверхні від 0.4 до 0.5°С.

Порівняння розподілу температурної аномалії за глибиною в св. 137 (св. 136 прийнята як фонова) (рис. 2.2), отриманого при геотермозйомці на Прилуцькому родовищі, з аналогічним розподілом за результатами моделювання для центральної частини теплового джерела ($x = 0$) при $\upsilon = 5$ *см*/рік, $z_1 = 10$ *м* показало хороший збіг цих кривих.

У той же час необхідно враховувати, що стаціонарна модель є лише першим наближенням при опису біохімічного механізму формування теплової аномалії і потребує подальшого вивчення і вдосконалення.

Встановлена додаткова генерація тепла в приповерхневих шарах над нафтогазовими покладами створює реальні передумови для прямих наземних і дистанційних геотермічних пошуків за позитив-

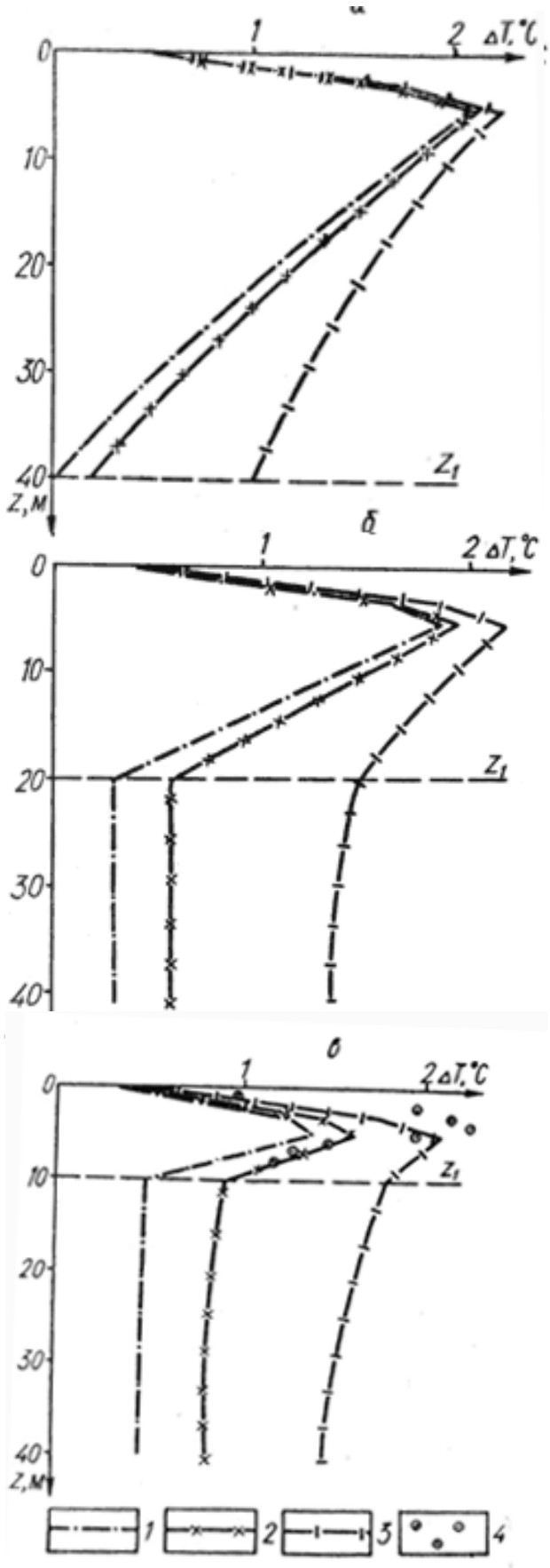


Рис. 2.2. Розподіл температурної аномалії за глибиною при дії приповерхневого теплового джерела

ними аномаліями у приповерхневих шарах (до кількох градусів) і на земній поверхні (до десятих часток градуса).

2.1.2. Обґрунтуваннях геотермічних критеріїв дистанційних пошуків покладів нафти і газу за допомогою режимних контактних вимірювань температури земної поверхні

Як уже вище зазначалося, позитивні температурні аномалії в надрах над ділянками нафто- і газовмісних порід супроводжуються температурними аномаліями на земній поверхні [2, 3, 7]. Таке явище може бути ознакою для пошукових нафтогазових покладів, а також використано для розробки дистанційних методів [7].

Порівнюючи тепловий баланс земної поверхні двох ділянок над покладом і за його контуром, близько розташованих один від одного, з приблизно однаковими експозицією поверхні, типами ґрунту і рослинністю, відзначаємо, що в один і той же час температури цих ділянок можна визначати за відмінними значеннями теплових потоків (обумовлених тепловими процесами) з надр нафтогазових покладів і перекриваючих шарів. Якщо теплофізичні характеристики ґрунтів незалежні від температури, що практично завжди спостерігається в реальних умовах приповерхневої зони, то величину температурної аномалії можна записати у вигляді формули

$$\Delta T = T_{(ан)} - T_{(фон)} = \frac{q_{(ан)} - q_{(фон)}}{M_1 + a + B_1}, \qquad (2.5)$$

де $T_{(ан)}$ і $T_{(фон)}$, $q_{(ан)}$ і $q_{(фон)}$ — температури поверхні і теплові потоки на аномальній та фоновій ділянках; M_1— коефіцієнт, що характеризує довгохвильове випромінювання поверхні Землі; α — коефіцієнт тепловіддачі поверхні Землі у повітря.

Для проведення експериментальних досліджень температури поверхні обрані Прилуцька і Лелякiвська (нафтоносні), Качанівська (нафтогазоносна) і Руденківська (газонафтоносна) продуктивні площі, де була проведена геотермічна зйомка в неглибоких свердловинах, за допомогою якої встановлені позитивні температурні аномалії.

Вимірювання температури земної поверхні на кожній ділянці виконувалися одночасно в трьох точка: в центрі покладу, за його контуром і між ними. Пікети розташовувалися поблизу свердловин геотермічної зйомки [7]. Ділянки поверхні, на яких проводилися дослідження, вибиралися однотипними за складом ґрунту, вологістю, типом рослинного покриву, орієнтацією і експозицією схилів. Відстань між крайніми пікетами не перевищувала 4...5 *км*, тому метеорологічні умови на момент зйомки на цих точках можна вважати однаковими. Таким чи-

ном, умови дослідження були максимально наближені до ідеальних.

Аналіз отриманих результатів показав, що оптимальним часом для вимірювання температури на поверхні Землі є інтервал від 5 до 6 години ранку, відповідний передсвітанковому часу. У ці години спостерігаються мінімальні швидкості зміни температури і вплив екзогенних факторів.

Значення температурної аномалії, тобто різниця температури поверхні Землі над покладом і за його межами, визначали за результатами, отриманими в нічний та передранішній часи (рис. 2.3).

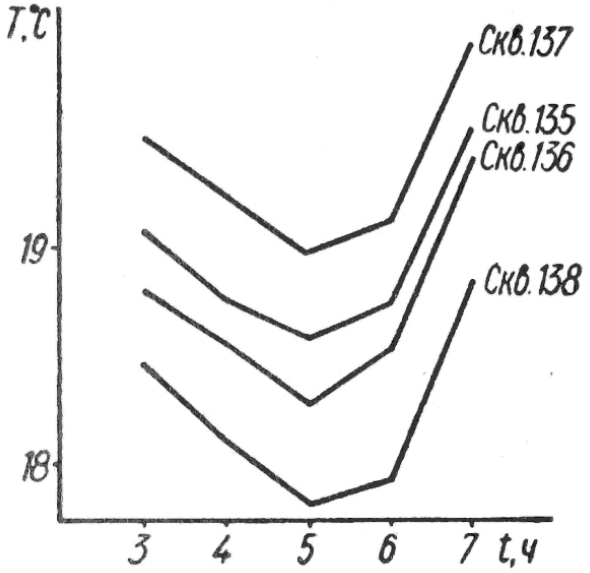


Рис. 2.3. Результати синхронних вимірювань температури на земній поверхні в передранішній час над Прилуцьким нафтовим родовищем в районі свердловин геотермічної зйомки

Температуру ґрунтів на ділянці визначали як середньоарифметичне за показниками трьох датчиків. При цьому показники другого і третього датчиків приводилися до часу реєстрації показань першого за допомогою лінійної інтерполяції.

Отримані дані свідчать про те, що температура земної поверхні над усіма дослідними родовищами перевищує температуру поверхні за їх межами, а значення температурних аномалій на Леляківській, Прилуцькій, Руденківській і Качанівській площах складають 0.3...1.5°C (рис. 2.4, 2.5).

Ці результати добре узгоджуються з матеріалами геотермічної зйомки в неглибоких свердловинах [7, 10]. На Прилуцькому родовищі вимірювання температури поверхні виконувалися паралельно з геотермічною зйомкою на глибинах 1... 6 *м*. Графіки, побудовані за результатами досліджень, показали хороший збіг температурних аномалій в неглибоких свердловинах і на поверхні Землі [1]. Характерні точки графіків, максимуми і мінімуми простежуються на всіх глибинах аж до денної поверхні.

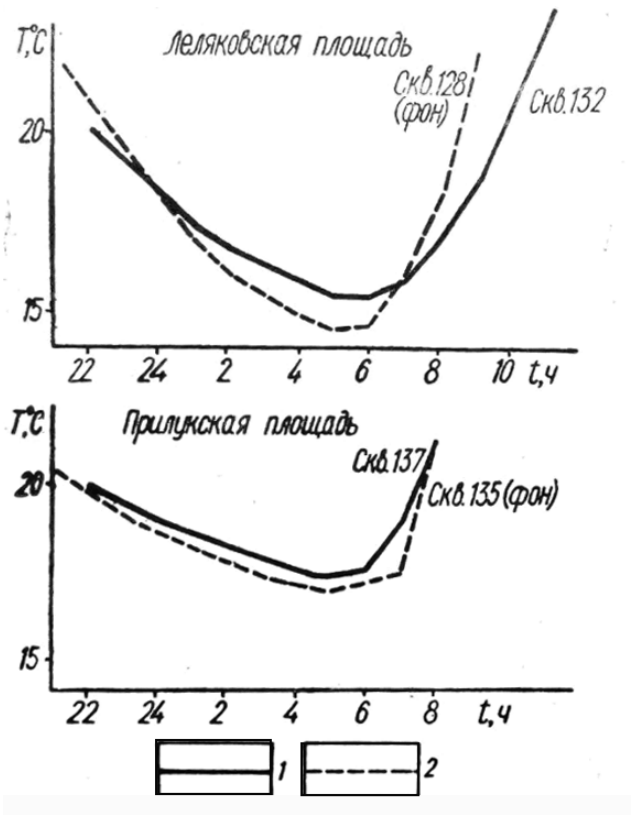


Рис. 2.4. Зміни поверхневої температури протягом доби в центральній частині покладу (1) і за контуром родовища (2)

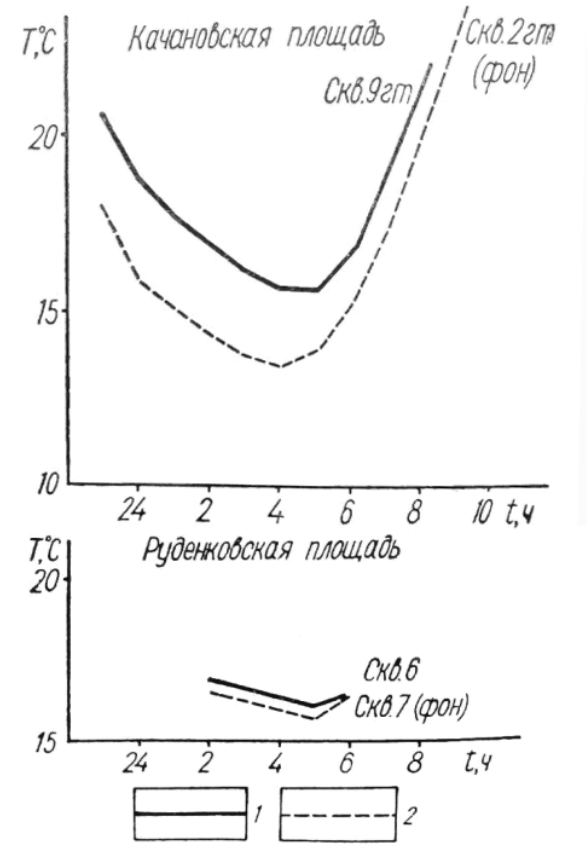


Рис. 2.5. Зміни поверхневої температури протягом доби в центральній частині покладу (1) і за контуром родовища (2)

Таким чином, теплові і температурні аномалії в надрах, властиві нафтогазовим родовищам, супроводжуються аномаліями на поверхні Землі.

Значення температурних аномалій на поверхні Землі над нафтогазовими родовищами становлять кілька десятих часток градуса і можуть бути виявлені відомими методами.

Температурні аномалії на поверхні Землі над нафтогазовими родовищами і хороша кореляція з аномаліями на незначних глибинах дозволяють розглядати ці поверхневі аномалії як пошукову ознаку на нафту і газ, а також використовувати для дистанційних пошуків теплову зйомку з повітряних та космічних апаратів.

2.1.3. Використання дистанційної геотермічної зйомки для пошуків нафтогазових покладів

Дослідженнями [11] доведено, що геологічне дешифрування аерокосмічних знімків земної поверхні дозволяє виявити глибинні структури (і, отже, пов'язані з ними корисні копалини) завдяки так званому ефекту генералізації. Згідно цього ефекту при зйомках із значних висот деталі рельєфу і розподіл рослинності, не пов'язані з глибинними структурами багатокілометрової протяжності, створюють фон фотознімку. Такі поверхневі фактори, пов'язані з глибинною будовою, обумовлюють на земній поверхні певну картину, яка буде показувати структуру надр, що може бути виявлена на аерокосмічному знімку. Чим з більшої висоти зроблений знімок (тобто чим вища ступінь генералізації), тим більше глибокозалягаючий і протяжний геологічний об'єкт буде на ньому відображений.

Багатьма роботами також експериментально встановлено, що над покладами ряду корисних копалин (нафти, газу, сульфідних руд та ін.) фіксуються підвищенні температури, пов'язані з процесами окислення цих копалин. Прогрівається земна поверхня над територіями, де в надрах інтенсивно відбувається циркуляція термальних вод. Це дозволяє використовувати зазначені явища для геотермічних пошуків подібних корисних копалин шляхом виявлення позитивних температурних аномалій за допомогою наземної і дистанційній теплових зйомок [12].

Комплексне застосування дистанційних методів в пошукових ланцюгах у такій постановці передбачає використання на першому етапі геологічного дешифрування дрібномасштабних аерокосмічних знімків для виділення геологічних структур, з якими можуть бути пов'язані корисні копалини. На виділених таким шляхом перспективних ділянках проводяться вже більш великомасштабні дистанційні теплові зйомки земної поверхні для виявлення геотермічних аномалій, які формуються над покладами певних видів наземних копалин. При цьому геотермічне поле не може дати повної геологопошукової інформації. Для підвищення інформативності метод дистанційних геотермічних пошуків слід застосовувати в комплексі з іншими наземними і дистанційними геофізичними і геохімічними методами.

Для розробки методів інтерпретації результатів дистанційної теплової зйомки земної поверхні для нафтогазових пошуків були розглянуті процеси, що відбуваються в надрах і формують розподіл температури на поверхні.

З цією метою виконані дослідження по вивченню теплового режиму верхніх частин розрізу на добре вивчених родовищах нафти і газу. Режимні вимірювання в різноглибинних свердловинах, аналіз геологічного матеріалу дозволили визначити основні закономірності процесів теплогенерації і теплопереносу, які формують розподіл температур і теплових потоків в надрах, і розробити теплову модель нафтогазового родовища. Вперше відкритий процес інтенсивного мікробіологічного окиснення ВВ в приповерхневих шарах, що мігрують з покладів та обумовлюють аномальний прогрів земної поверхні, є пошуковим геотермічним критерієм при дистанційних пошуках цих корисних копалин. Експериментальна інфрачервона аерозйомка і наземні геотермічні вимірювання проводилися на 14 дослідних площах ДДЗ. Враховуючи представлення про тепловий баланс поверхні Землі і тепловий режим приповерхневих шарів над нафтогазовими покладами, розроблені основи дистанційних геотермічних пошуків природних ВВ, включаючи автоматизоване дешифрування результатів теплових зйомок і рішення обернених задач теплопереносу в надрах для визначення місця розташування покладів.

Нижче викладені в стислому вигляді відомості про теоретичні основи методу дистанційних геотермічних пошуків нафтогазових покладів та результати його дослідної перевірки на нафтогазових родовищах ДДЗ.

2.1.4. Теоретичні основи дистанційних геотермічних пошуків нафтогазових покладів

На родовищах деяких корисних копалин (нафти, газу, сульфідних руд і ін.) відбуваються процеси, що супроводжуються виділенням тепла в поклади, над ними або перерозподілом теплового потоку. Ці процеси викликають утворення підвищеного теплового потоку, що веде до формування температурних аномалій в надрах і на поверхні Землі.

Із покладів такої корисної копалини відбувається також міграція газоподібних хімічних сполук або елементів, які є продуктами екзотермічних окислю-

вальних реакцій. Це веде до формування геохімічних аномалій.

Над покладами нафти і газу в повному обсязі перекриваючих порід утворюються температурні аномалії та газові ореоли, викликані окисленням ВВ і надходженням вуглеводневих газів з покладів. Газонасиченість гірських порід і їх температура зазвичай плавно наростають з глибиною і по горизонталі в міру наближення до покладу.

Однак існують нафтогазові родовища, де газові ореоли розсіювання дуже слабо виражені, а над покладом іноді формується бактеріальна аномалія. Це привносить неоднозначність в інтерпретацію результатів газової зйомки в приповерхневих шарах.

Одним з методів, що доповнюють прямі геохімічні пошуки, є метод геотермічної зйомки. З його допомогою в приповерхневих шарах і на земній поверхні фіксуються температурні і теплові аномалії, що формуються над покладами таких корисних копалин, як нафта і газ, внаслідок окислення останніх.

У товщах осадових порід окислення ВВ може здійснюватися при їх взаємодії з сульфатними підземними водами, коли під дією сульфатредукуючих бактерій сульфати реагують з органічною речовиною, внаслідок чого органіка окислюється до CO_2, а сірчані сполуки реагують з водою. Але ці процеси можуть протікати тільки при температурах нижче 70–100°С, тобто до глибин 2–3 *км*. На великих глибинах можна вказати на два можливих види окислення ВВ. Один — хімічне окислення сульфатами при температурах 150–200°С і вище з утворенням вуглекислого газу і сірководню. Інший — окислення відбувається за участю кисню, що виділяється в результаті природного радіолізу підземних вод.

Інтенсивність протікання процесів окислення в основному залежить від надходження окиснювача і характеризується істотним підвищенням температури. Величина температурної аномалії в зводах продуктивних структур може досягати 10–15°С, зменшуючись у міру наближення до земної поверхні.

Для процесу окислення (до CO_2) нафти і газу (як під впливом омивання кисневмісними водами, так і внаслідок діяльності мікроорганізмів) характерні екзотермічні реакції з питомим виділенням тепла вихідного продукту:

$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O + 883 \cdot 10^3 Дж;$$

Метан

$$C_2H_6 + 3\frac{1}{2}O_2 \rightarrow 2CO_2 + 3H_2O + 1619 \cdot 10^3 Дж;$$

Етан

$$C_3H_8 + 5O_2 \rightarrow 3CO_2 + 4H_2O + 2205 \cdot 10^3 Дж.$$

Пропан

Інтенсивність процесу окислення, отже, і виділення тепла, залежить від інтенсивності подачі кисню. Тому можна припустити, що в міру наближення до поверхні (особливо в межах зони аерації) процес виділення тепла (в мігруючому потоці газоподібних ВВ) відбуватиметься все активніше.

За даними, наведеними в роботах [6, 9], поклади газу, що знаходяться під тиском 20 МПа на глибині 2 000 *м*, перекривають породи з проникністю $2 \cdot 10^{-6} ... 2 \cdot 10^{-3}$ *дарсі*, завдяки чому відбувається витікання ВВ з швидкістю $10^{-7} ... 10^{-11}$ *см/с*. Окислення такої кількості ВВ забезпечить тепловий потік $4.19 \cdot 10^{-2}$ Вт/*м*^{2}, тобто може утворити теплову аномалію, характерну для родовищ нафти і газу.

Модель тепломасопереносу в родовищі нафти і газу (рис. 2.6) представимо у вигляді процесу нестаціонарного тепломасопереносу в вертикальному розрізі, що перетинає поклад. Розглянемо неоднорідну область в півплощині *xoz*, в якій вісь *oz* спрямована вертикально вниз, а вісь *ox*, розташована го-

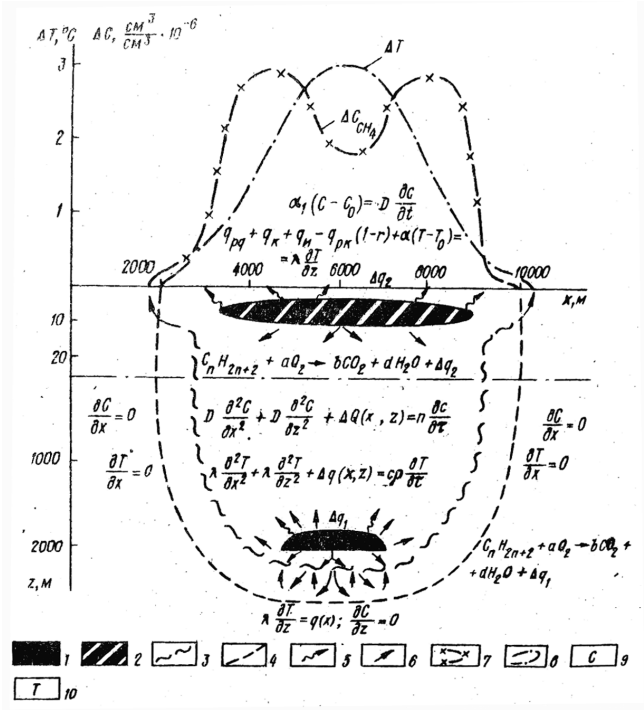


Рис. 2.6. Модель формування геотермогеохімічного сигналу нафтогазовим покладом: 1 — нафтогазовий поклад; 2 — зона мікробіологічного окиснення вуглеводневих газів в приповерхневих шарах над нафтогазовим покладом; 3 — контур газового ореолу навколо покладу; 4 — контур теплового ореолу навколо покладу; 5 — напрямок міграції газоподібних ВВ; 6 — напрямок теплового потоку; 7 — розподіл вмісту метану в приземному повітрі; 8 — розподіл температури земної поверхні; 9 — концентрація метану; 10 — температура, °С

ризонтально. Теплопровідність λ, теплоємність C_0, щільність гірських порід розподіляються відповідно до їх літологічних особливостей. Процес теплопереносу ускладнюється рухом води, щільністю ρ, теплоємністю С, швидкість руху визначається проекціями на координатні осі v_x, v_z і наявністю джерел тепла з інтенсивністю β (x, z, τ). Тоді температурне поле в даній області буде описуватися рівнянням

$$\frac{\delta}{\delta x}\left[\lambda(x,z)\frac{\delta T}{\delta x}\right]+\frac{\delta}{\delta z}\left[\lambda(x,z)\frac{\delta T}{\delta z}\right]-c\rho\frac{\delta}{\delta x}(v_x T)-$$
$$-c\rho\frac{\delta}{\delta z}(v_z T)+B(x,z,\tau)=c_0\rho_0\frac{\delta T}{\delta\tau} \qquad (2.6)$$
$$-a<x<0,\ 0<z<b,$$

де T— температура; вісь $0x$ співпадає з поверхнею Землі, а вісь $0z$ проходить через центр родовища. Нижня і бокові границі області вибираються так, щоб тепловий вплив покладу не поширювався на неї.

Граничні умови на поверхні ($z = 0$) повинні враховувати вплив сонячної радіації, тепломасообмін з атмосферою, теплообмін випромінюванням і затрати тепла на випаровування ґрунтової вологи. Ці умови можуть бути записані за допомогою рівняння теплового балансу земної поверхні [13, 14]

$$q_П=-\lambda\frac{\delta T}{\delta z}=(1-r)q_{pk}(t)-q_{pg}(t)-q_k(t)-q_u(t), \qquad (2.7)$$

де $q_П$ — тепловий потік в ґрунт; q_{pk}— сумарна короткохвильова радіація; r — альбедо поверхні; $q_{pg}(t)$ — ефективне довгохвильове випромінювання; $q_k(t)$— конвективний тепловий потік; $q_u(t)$ — тепловий потік, що витрачається на випаровування.

З достатньою точністю складові теплового балансу можна записати наступним чином (при $z = 0$):

$$q_П=-\lambda\frac{\delta T}{\delta z}=N(t)\left[T_3(t)-T_П\right], \qquad (2.8)$$

$$\text{де}\quad N(t)=M_1+\alpha+\beta_1 \qquad (2.9)$$

$$T_3=\frac{q_{pk}(1-r)+M_2+\alpha T_B+B_2}{M_1+\alpha+B_1}, \qquad (2.10)$$

T— температура земної поверхні.

Гранична умова для масообміну на земній поверхні можна записати наступним чином (при $z=0$):

$$-D\frac{\delta C}{\delta z}+v_z C=\alpha(C_0-C), \qquad (2.11)$$

де C_o— концентрація мігруючого газу в приземному шарі повітря.

Ці результати добре узгоджуються з матеріалами геотермічної зйомки в неглибоких свердловинах [7, 10]. На Прилуцькому родовищі вимірювання температури поверхні виконувалися паралельно з геотермічною зйомкою на глибинах 1, 2, 3, 4 і 6 *м*. Графіки, побудовані за результатами досліджень, показали хороший збіг температурних аномалій в неглибоких свердловинах і на поверхні Землі [1]. Характерні точки графіків, максимуми і мінімуми простежуються на всіх глибинах аж до денної поверхні.

Тоді, порівнюючи рівняння температури поверхні для обох ділянок, отримаємо:

$$\Delta T_П=T_{ан}-T_{фон}=\frac{q_{П(ан)}-q_{П(фон)}}{M_1+\alpha+B_1}, \qquad (2.12),$$

де $T_{фон}$ — температура земної поверхні; $q_{П(ан)}, q_{П(фон)}$ — тепловий потік в ґрунті відповідно для аномальної та фонової ділянок; M_1— коефіцієнт, що визначає довгохвильове випромінювання і залежить від пружності водяної пари в атмосфері, хмарності, температури повітря; α— коефіцієнт тепловіддачі від поверхні Землі в повітря; B_1 — коефіцієнт, що визначає тепловий потік, який витрачається на випаровування.

Якщо експериментальні дослідження температури земної поверхні виконуються в однотипному ландшафтно-кліматичному районі, в межах якого розташовані аномальні і фонові за тепловим потоком в надрах ділянки, то різниця синхронних значень потоків тепла (температур) в ґрунті, на аномальній і фоновій ділянках земної поверхні (припускаючи рівність інших складових теплового балансу), може бути пояснена процесами, пов'язаними з наявністю певного типу теплогенеруючих корисних копалин.

Дистанційний тепловий сигнал можна визначити як

$$\Delta T_{дист}=\sqrt[4]{\varepsilon}\cdot\Delta T_П=\sqrt[4]{\varepsilon}\,\frac{q_{пол}}{M_1+\alpha+B_1}, \qquad (2.13)$$

де $q_{пол}$ — додатковий (до фону) тепловий потік, що утворюється за рахунок процесів, які відбуваються в покладах і пластах над ними.

Таким чином, дистанційний сигнал буде дещо менший, ніж значення температурної аномалії, що фіксується на поверхні, і величина його залежить від радіаційної характеристики поверхні.

Для врахування спотворюючого впливу різних природних факторів на пошуковий геотермічний сигнал були виконані польові експериментальні роботи, а також комп'ютерне моделювання процесів теплопереносу в приповерхневих шарах, які дозволили оцінити кількісно спотворення, що впливають на нафтогазопошуковий геотермічний сигнал на земній поверхні, зокрема, такими факторами, як тип ґрунту і рослинність (ступінь чорноти і альбедо земної поверхні), експозиція і крутизна рельєфу, літологія розрізу, ступінь обводнення ґрунтів і рух підземних вод, а також час проведення теплової зйомки (рис. 2.7).

2.1.5. Методика дистанційної геотермічної зйомки з метою пошуку нафтогазових покладів

Вимірювання розподілу радіаційних температур на земній поверхні може бути здійснено за допомогою бортових (дронових) інфрачервоних радіометрів з точністю вимірювань 0.1°С [15].

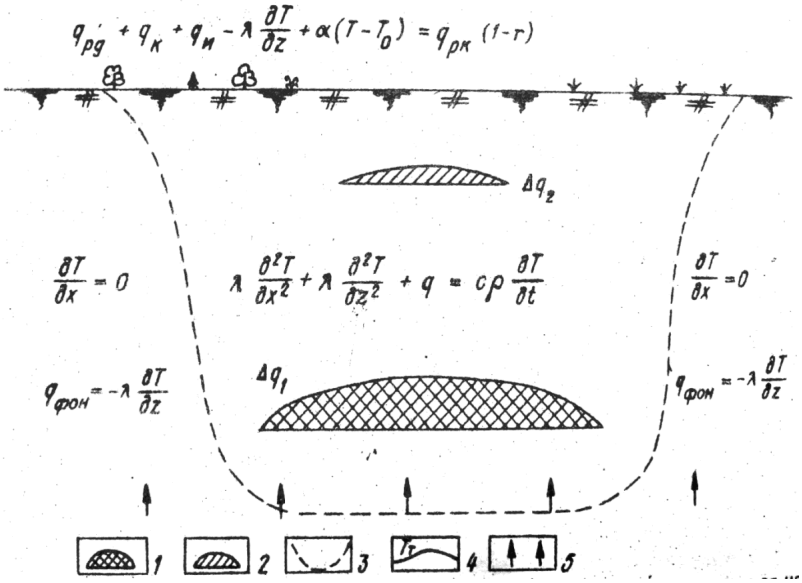


Рис. 2.7. Модель формування радіаційних температур земної поверхні над нафтогазовими покладами: 1 — нафтогазовий поклад; 2 — зона біохімічного окислення в поверхневих шарах над покладом; 3 — границя зони теплового впливу покладу; 4 — крива радіаційної температури поверхні землі; 5 — напрямок глибинного теплового потоку

На підставі виконаних досліджень пропонуються наступні рекомендації по методиці проведення інфрачервоних зйомок і дешифрування їх матеріалів з нафтогазопошуковими цілями.

1. Знімання потрібно проводити в осінньо-весняний період, коли мінімальний екрануючий вплив рослинного покриву.

2. Оптимальним періодом доби для інфрачервоної зйомки є передсвітанковий, коли стають мінімальними теплові контрасти, обумовлені нерівномірним прогріванням земної поверхні в денний час, і швидкість зміни температури земної поверхні. Хороші результати можуть бути також отримані при проведенні дистанційних зйомок в денний час при повній хмарності, коли внаслідок ослаблення короткохвильової радіації і рівномірного її розподілу по площі зменшується швидкість зміни температури підстильної поверхні і величини теплових контрастів.

3. Зйомка повинна проводиться в період сталої погоди при штилі або слабкому вітру (до 5–3 *м/с*), відсутності опадів та інтенсивних фазових переходів води на земній поверхні.

4. Ділянки з різною літологією і вологістю, як і ділянки з різними видами підстильної поверхні, проявляються у вигляді контрастів радіаційних температур. Значення цих контрастів, за експериментальними даними при оптимальних умовах для зйомки, знаходяться в межах 1–2°С і можуть змінювати знак в залежності від періоду доби: вночі ділянки з підвищеною вологістю "тепліші", вдень "холодніші".

5. При дешифруванні теплові контрасти ділянок з різними видами поверхні і вологістю усуваються шляхом їх приведення до єдиних умов теплообміну еталонної ділянки з використанням методики, викладеної нижче.

Запропонований метод нафтогазопошукових робіт заснований на явищі аномального прогріву земної поверхні над нафтогазовими покладами, яке може бути зафіксоване за допомогою дистанційної інфрачервоної зйомки. Цей метод доцільно застосовувати в комплексі з відомими геологічними, геофізичними та геохімічними нафтогазопошуковими методами, що має підвищити загальну інформативність і однозначність комплексних робіт.

Метод слід використовувати на всіх етапах геологознімальних робіт, починаючи від регіональних зйомок (1: 1 000 000 і менше) з КА до детальних аерозйомок (1: 200 000–1: 10 000). При цьому дистанційні зйомки повинні супроводжуватися комплексом наземних робіт по вимірюванню температури і вологості порід в приповерхневих шарах і на поверхні в період проведення зйомок.

Етапність виконання досліджень полягає в тому, що після регіональних оглядових зйомок на ділянках виділених теплових аномалій проводиться великомасштабна теплова авіа- або безпілотна зйомка і наземна перевірка геотермічних аномалій за профілями різноглибинних свердловин (глибиною до 10 *м*).

Продуктивність дистанційних знімальних робіт залежить від необхідного масштабу зйомки, швидкості і висоти польоту носія апаратури і видів апаратури.

При знімальних роботах масштабу 1: 50 000 зйомка трасовим інфрачервоним радіометром повинна виконуватися паралельними маршрутами з відстанню між ними 500 *м*. Застосування скануючого радіометра для цих цілей істотно підвищує продук-

тивність і інформативність робіт. Висота польоту визначається кутом зору радіометра, який повинен забезпечити просторову розрізнювальну здатність на місцевості менше 50 *м*. (Наприклад, при куті зору трасового радіометра 7° висота польоту при зйомці масштабу 1: 50 000 становить 100 *м*, а величина розрізнювальної здатності на місцевості — близько 12 *м*).

Швидкість польоту носія лімітується допустимою точністю реєстрації границь в зонах теплових контрастів для різних ділянок підстильної поверхні, тобто інерційністю апаратури. Так, при виконанні зйомки масштабу 1: 50 000 на висоті 100 *м* за допомогою радіометра, інерційність якого дорівнює 0.3 *с* зі швидкістю 100 *км/год*., зона спотворення границь теплових контрастів (з точністю до 10%) займає ділянку термограми, що відповідає 20 *м* на місцевості, при швидкості 500 *км/год*. ця зона збільшиться до 100 *м*.

Виходячи з того, що найбільш оптимальним часом для отримання геотермічної нафтогазопошукової інформації за матеріалами інфрачервоних зйомок є передранкові години (менш бажані денні години при повній хмарності) в весняні та осінні місяці (відсутність сніжного покриву або рослинності, що перекриває шар ґрунту), загальна кількість годин дистанційної зйомки протягом року для пошуків нафти і газу складає близько 300 годин. При швидкості польоту 150 *км / год*. протяжність відзнятих маршрутів складе близько 22 000 *км*, враховуючи, що майже половина льотного часу витрачається на допоміжні види робіт (підльоти, вихід на маршрут і т. п.). При цих умовах в масштабі 1: 50 000 може бути знята територія площею близько 10 000 *км*^{2}.

Наземні види робіт, виконані в період проведення інфрачервоних зйомок включають проведення буріння різноглибинних свердловин на ділянках фону і ділянках, де передбачаються аномалії, режимні виміри температур і відбір проб на вміст вуглеводневоокиснювальних мікроорганізмів, газовий склад, вологість, теплофізичні властивості, а також у визначення режиму радіаційних температур поблизу границь розділу ділянок з різними видами земної поверхні (рілля, болото, ліс і т. п.).

Обсяги наземного забезпечення дистанційної інфрачервоної зйомки визначаються її масштабом. Наприклад, в разі зйомки масштабу 1: 50 000 доцільне виконання в межах кожного планшета наземних робіт, що складаються в розбурюванні такої кількості свердловин глибиною до 30 *м*, скільки виявлено радіаційних аномалій температур. Кожна з цих свердловин повинна бути розташована в центрі виявленої аномалії радіаційних температур, і одна або дві такі свердловини повинні бути пробурені на фонових ділянках. У кожній з пробурених свердловин здійснюється вимірювання температур через 1 *м* по глибині протягом річного періоду з періодичністю вимірювань 1 раз на місяць, а також відбираються проби на зазначені вище визначення.

Особливості розподілу радіаційної температури на досліджуваній території пов'язані не тільки з корисним тепловим сигналом, а й з цілим рядом чинників: теплофізичними властивостями приповерхневих шарів ґрунту, вологістю, рухом підземних вод, альбедо і ступенем чорноти поверхні, видом рослинності, напрямком і швидкістю вітру, вологістю повітря, хмарністю, експозицією і нахилом поверхні і т. д. Ці обставини визначають специфіку дешифрування. Запропонована методика враховує різку зміну характеристик грунту, видів поверхні при переході кордону між однорідними ділянками.

Запропоновано два підходи до методики дешифрування матеріалів інфрачервоної зйомки. Перший з них ефективний для рівнинних областей (нафта, газ) і ґрунтується на обліку різкої зміни характеристик земної поверхні при переході границь між різними однорідними ділянками. Наприклад, виміряні радіаційні температури на ділянках з різною рослинністю наводяться до температури однієї ділянки, прийнятій за базову.

Другий підхід доцільно застосовувати в умовах гірськоскладчастих областей, де істотний вплив спотворення за рахунок крутизни та експозиції схилів на геотермічний пошуковий сигнал. Принцип обліку перешкод — приведення до горизонтальної площадки.

Поправки на зміщення максимуму дешифрувальної температурної аномалії під впливом фільтрації підземних вод в горизонтальному водоносному горизонті і під впливом вертикальної фільтрації, а також поправки, що враховують вплив нерівномірного прогріву різно орієнтованих схилів або локальний вплив метеофакторів, можуть бути визначені за допомогою методів, викладених в роботах [13–19].

Запропонована методика реалізована за допомогою комп'ютерної програми, яка дозволяє автоматизувати процес оброблення результатів дистанційної зйомки. Отримані матеріали дають можливість визначити ймовірне розташування покладів і є вихідними для розв'язання оберненої задачі. Рішення оберненої задачі дає глибини підошви і покрівлі продуктивних пластів (див. § 2.3 в роботі [11]).

Для рівнинних областей перший етап дешифрування зводиться до виділення однорідних ділянок за типом поверхні і згладжування кривих радіаційної температури в межах цих ділянок за методом найменших квадратів. Цим виключається вплив локальних неоднорідностей, що мають випадковий характер, виявляються закономірності зміни радіаційної температури в межах таких ділянок.

Другий етап дешифрування полягає у приведенні термограм, які відповідають різним за характером поверхні ділянок, до умов теплообміну *n*-ї ділянки, прийнятої за еталон.

Згідно виразу (2.12) операція приведення означає введення для фрагменту термограми масштабного множника

$$k = \frac{\sqrt[4]{\varepsilon_n} N_{n+1}}{\sqrt[4]{\varepsilon_{n+1}} N_n} \qquad (2.14)$$

і паралельний переніс його на величину , яка рівна різниці сталих складових функцій, що описують розподіл радіаційних температур на n і $n + 1$

$$\Delta T_{рад} = \sqrt[4]{\varepsilon_n}\left(T_{e,n} + \frac{q_{зм n} + q_г}{N_n}\right) - \sqrt[4]{\varepsilon_{n+1}}\left(T_{e,n+1} + \frac{q_{зм n+1} + q_г}{N_{n+1}}\right). \qquad (2.15)$$

Величина k рівна відношенню градієнтів радіаційної температури $\frac{\Delta T_n}{\Delta x_n} : \frac{\Delta T_{n+1}}{\Delta x_{n+1}}$, які визначаються справа і зліва від границі розділу ділянки. Припускається, що $grad_x q_{пол} = const$ в межах границі розділу. Остання умова в наслідок безперервного і плавного характеру функції $q_{пол}$ і малої величини інтервалу $\Delta x_n + \Delta x_{n+1} < 100$ *м* має місце в більшості випадків. Величину $\Delta T_{рад}$ можна знайти як різницю радіаційних температур $T_{рад,n}$ і $T_{рад,(n+1)}$ в околицях границь розділу ділянок, в межах яких $q_{пол} = const$. Проведення другого етапу дешифрування дозволяє усунути спотворений вплив сукупності екзогенних факторів, обумовлених видом поверхні.

Третій етап дешифрування зводиться до виключення неінформативних ділянок термограм, які обумовленні перетином маршруту зйомки з різними об'єктами, що екранують пошуковий сигнал (лісопосадки, дороги, водойми і т. д.), і в екстраполяції розподілу радіаційної температури досліджуваних областей на суміжних неінформативних ділянках.

Викладена методика апробована при обробці матеріалів зйомки, виконаних в ДДЗ в умовах рівнинного рельєфу місцевості, де кути нахилу поверхні відносно горизонту рідко перевищують 1–2° і більша частина досліджуваної території зайнята під сільськогосподарськими угіддями. В цьому випадку більшість однорідних ділянок представляє собою сільськогосподарські поля з різними видами обробітку поверхні. Протяжність таких ділянок достатньо велика (300...1000 *м*), границі чітко визначені і добре фіксуються на термограмах, що і дозволяє успішно застосовувати вказаний метод.

При обробленні матеріалів інфрачервоної зйомки, виконаної в гірськоскладчастих областях, тобто в умовах складно розчленованого рельєфу досліджуваної поверхні їх інформативність в значній мірі знижується через малі розміри однорідних ділянок (за нахилом, експозицією схилів, рослинністю та ін.) поверхні і відсутності значних границь розділу між ними.

В деяких випадках такі ділянки практично неможливо виділити у зв'язку з безперервними змінами рельєфу місцевості вздовж маршруту зйомки. У зв'язку з цим була розроблена методика дешифрування матеріалів інфрачервоної зйомки, що ґрунтується на аналізі добового і річного температурних режимів підстильної поверхні вздовж маршруту зйомки.

Відомо, що термодинамічна температура (T_n) земної поверхні, а також її радіаційний аналог $(T_{n\,рад})$ можуть бути апроксимовані сумою двох тригонометричних поліномів (рядів Фур'є) з періодами основних гармонік, рівними 24 годин і 87 600 *год/рік*. Таким чином, температура земної поверхні може бути представлена у вигляді:

$$T_{n\,рад} = T_{0\,рад} + \sum_{i=1}^{n}(a_{i\,рад}\cos i\omega_1 t + b_{i\,рад}\sin i\omega_1 t) + \\ + \sum_{j=1}^{m}(a_{j\,рад}\cos j\omega_2 t + b_{j\,рад}\sin j\omega_2 t), \qquad (2.16)$$

де T_o — середньорічна температура поверхні; $a_{i\,рад}$; $a_{j\,рад}$; $b_{j\,рад}$ — амплітуди гармонічних коливань; ω_1, ω_2— кругові частоти коливання температури; індекси i та j — відповідно річні та добові коливання температури; t — час.

Таким чином, у виразі (2.15) складова

$$\sum_{i=1}^{n}(a_{i\,рад}\cos i\omega_1 t + b_{i\,рад}\sin i\omega_1 t) = T_{nc\,рад} \qquad (2.17)$$

являє собою середньодобову температуру, яка змінюється протягом року, а складова

$$\sum_{j=1}^{m}(a_{j\,рад}\cos j\omega_2 t + b_{j\,рад}\sin j\omega_2 t)$$

описує її добовий хід зміни.

Перший етап дешифрування зводиться до визначення середньодобових радіаційних температур $T_{nc\,рад}$ елементарних ділянок підстильної поверхні, розташованих вздовж маршруту зйомки, згідно значень зафіксованих в різний період доби на цих ділянках. Визначення T_{nc} за експериментальними даними проводиться за методом найменших квадратів.

Перехід від миттєвих значень радіаційної температури до середньодобових дозволяє виключити температурні контрасти, обумовлені нерівномірним розподілом короткохвильової радіації на різно орієнтовані, з різними кутами нахилу ділянки поверхні, а також відмінностями в теплофізичних характеристиках приповерхневих шарів ґрунту та іншими екзогенними факторами, що проявляються в добовому температурному режимі підстильної поверхні.

Другий етап дешифрування включає врахування різної експозиції експериментальних ділянок підстильної поверхні на формування її середньодобової температури за допомогою введення поправок, що дозволяють привести середньодобову температуру нахиленої поверхні до горизонтальної. Значення цих поправок визначається різницею середньодобових значень еквівалентних температур для ділянок горизонтальної і нахиленої поверхонь.

Така можливість існує завдяки близьким значенням, які приймають еквівалентна середньодобова характеристика середовища і середньодобова температура поверхні.

Дійсно, згідно виразу для середньодобового теплового потоку на поверхні Землі

$$q_{пс} = T^{я}(\lambda c\,\omega)^{1/2}\sin(\omega t + \varphi_0 + \frac{\pi}{4}), \qquad (2.18)$$

де $q_{пс}$ — середньодобовий потік тепла в ґрунт; $T^{я}$=25°С — амплітуда середньодобових коливань температури на поверхні; $\lambda = 8.79 \cdot 10^{-1}$ Вт/*м с*°С; *c* = $2.51 \cdot 10^{2}$ Дж/*м**с°С; $\omega = \frac{\varepsilon\pi}{\tau}$; τ = 1 рік ($3.15 \cdot 10^{7}$ *с*). Максимальне значення $q_{пс}$, що спостерігалося в червні склало 16–25 Вт/$м^2$, а в вересні-жовтні значення $q_{пс}$ не перевищує $20.9 \cdot 10^{-1}$ Вт/$м^2$. Тоді у відповідності з рівнянням теплового балансу $q_{пс} = N_e(T_{п,с} - T_{e,c})$ для середніх значень N_e = 12.57 Вт/$м^2$ різниці $T_{п,с} - T_{e,c}$ для вказаних значень $q_{пс}$ складають 0.5 К и 0.05 К відповідно.

Згідно з виразом (2.9) рівняння для визначення різниці еквівалентних температур горизонтальної і нахиленої ділянок поверхні можна записати у вигляді

$$\Delta T_{e,c} = \frac{(1-r^{г})q^{г}_{pk,c} + A^{г}_{2fg} + A^{г}_{2и} + A^{г}_{2k}}{N_{д}^{г}} - \frac{(1-r^{н})q^{н}_{pk,c} + A^{н}_{2fg} + A^{н}_{2и} + A^{н}_{2k}}{N_{д}^{н}}, \qquad (2.19)$$

де $q_{pk,c}$ — величина сумарної середньодобової радіації; *г* і *н* — горизонтальна і під нахилом ділянки.

Величина $q^{н}_{pk,c}$ нахиленої вільно орієнтованої ділянки поверхні може бути визначена через $q^{г}_{pk,c}$ за допомогою відносних значень $k = \frac{q^{н}_{pk,c}}{q^{г}_{pk,c}}$.

Таблиці значень коефіцієнтів для різних широт, періодів року і експозиції схилів, розрахованих на основі матеріалів Головної геофізичної обсерваторії, приведені в монографії [15].

Припускаючи, що величина $\Delta T_{e,c}$ обумовлена головним чином різницею величин $q^{н}_{pk,c}$ і $q^{г}_{pk,c}$, а величини потоків тепла q_{pg} , $q_{ч}$, $q_{к}$, альбедо *r* на нахиленій та горизонтальній ділянках відповідно рівні, отримаємо спрощену формулу для визначення $\Delta T_{e,c}$

$$\Delta T_{e,c} = \frac{(1-r)q^{г}_{pk,c}(1-k)}{N_e}. \qquad (2.20)$$

Приведення середньодобових температур нахилених ділянок поверхні $T_{пс}$, розташованих вздовж маршрутів зйомки, до горизонтальної поверхні здійснюється за формулою

$$T'_{пс} = T^{н}_{п,с} + \Delta T_{e,c}. \qquad (2.21)$$

Третім етапом дешифрування матеріалів зйомки являється побудова карти згідно приведених значень $T'_{пс}$.

2.1.6. Дослідна провірка методу дистанційної геотермічної зйомки для пошуків нафти і газу в Дніпровсько-Донецькій западині

Для відпрацювання пошукових критеріїв на нафту і газ при дистанційній тепловій зйомці проведені наземні вимірювання температур і в неглибоких свердловинах на типових ділянках (дослідних площах). Такими площами є ділянки над відомими структурними і неструктурними пастками, заповненими нафтою і газом, а також непродуктивні ділянки. В якості дослідних площ були обрані Прилуцьке і Леляківське нафтові, Руденківське газонафтове родовища, що характеризуються типовими умовами для даної нафтогазоносної провінції [1].

На всіх дослідних площах були проведені такі наземні геотермічні дослідження:

1) виконання посезонних вимірювань температур і відбору зразків порід на газовий, хімічний і мікробіологічний аналізи в різноглибинних свердловинах (через 1 *м* при глибині свердловин від 1 до 8 *м*) на профілях, які перетинають дослідні площі, з метою виявлення формування нафтогазопошукового геотермічного сигналу в приповерхневих шарах;

2) виконання посезонних цілодобових контактних вимірювань температури приповерхневих шарів на профілях, які перетинають дослідні площі, з метою виявлення як геотермічних критеріїв дистанційних пошуків покладів нафти і газу, так і основних природних процесів і факторів, які деформують пошуковий геотермічний сигнал (рис. 2.8).

При виділенні дослідних площ враховувалася типізація структурно-тектонічних, літологічних, гідрогеологічних факторів, а також тип продуктивного покладу, тобто основні критерії, що визначають особливості геотермічного поля над нафтогазовими родовищами, щоб при схожості одних ознак спостерігалася відмінність інших. Наприклад, Леляківська нафтопродуктивна площа, яка містить поклад у складці, відрізняється від Прилуцької нафтопродуктивної площі відсутністю тектонічного екранування покладу і перетоків підземних вод. Качанівська нафтогазопродуктивна площа, яка містить поклади в багатошаровому тектонічно екранованому зведенні, є для цього класу родовищ ДДЗ типовою. Руденківська дослідна площа була обрана для досліджень головним чином внаслідок того, що в її межах вже був виконаний значний обсяг знімальних, пошукових і розвідувальних геолого-геофізичних робіт (гелієва і геотермічна зйомка, сейсморозвідувальні і електророзвідувальні роботи й ін.). Тому представляло інтерес провести тут різноглибинну наземну і дистанційну геотермічну зйомки, виявивши ступінь зв'язку отриманих роз-

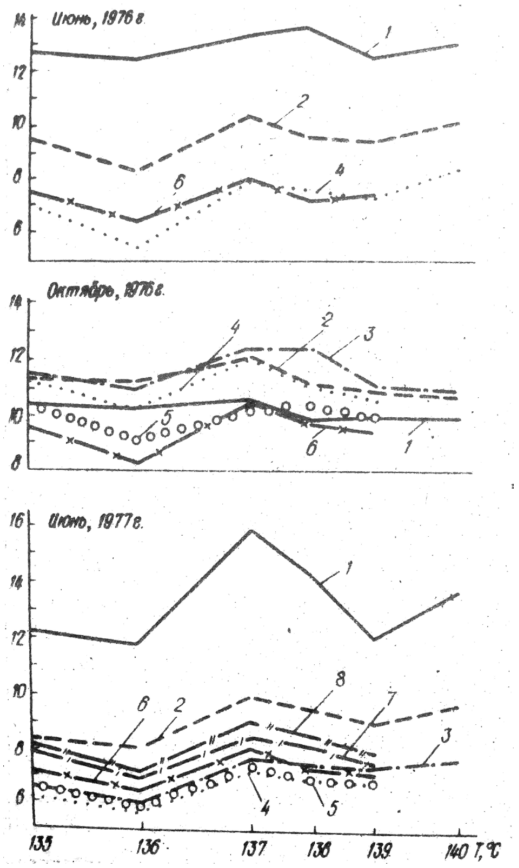


Рис. 2.8. Результати режимних різноглибинних геотермічних досліджень на Прилуцькому нафтовому родовищі ДДЗ. Цифри біля графіків вказують глибину в *м*

поділів температур з іншими геофізичними і геохімічними факторами.

Дослідно-методичні роботи по експериментальному обґрунтуванню дистанційних геотермічних пошуків нафтогазових покладів ґрунтуються на результатах істотного обсягу польових робіт, виконаних, переважно, в межах Руденківської газонафтової площі і суміжних з нею територій ДДЗ.

У зв'язку з необхідністю розробки методики проведення дистанційної інфрачервоної зйомки і дешифрування її матеріалів для пошуків нафти і газу в ІГН були виконані разові і режимні дистанційні вимірювання радіаційної температури земної поверхні (в діапазоні довжин хвиль 8–13 *мкм*) за допомогою трасового літакового інфрачервоного радіометра із загальною протяжністю маршрутів 2 270 *км*. Були визначені також теплофізичні властивості ґрунтів приповерхневої зони в межах дослідних ділянок (тепло- і температуропровідність) і їх залежність від ступеня зволоженості зразків (всього 750 визначень).

Експериментальні геотермічні дослідження в межах нафтогазопродуктивних площ і над непродуктивними ділянками надр дали змогу зробити висновки, що над нафтогазовими покладами в приповерхневих шарах і на земній поверхні (від глибини 8*м* і не менше) існують позитивні температурні аномалії, величина яких вимірюється від часток градуса до 2°С, а максимальні значення зазвичай приурочені до інтервалу глибин від 1 до 6*м*.

2.2. Диз'юнктивні критерії виявлення нафтогазоперспективних ділянок з використанням методів ДЗЗ

Розривні порушення у зовнішніх компонентах сучасного ландшафту земної поверхні (рельєф, гідрографічна і ерозійна мережі, літологічний склад поверхневих відкладів і ґрунтів, рослинний покрив, атмосфера тощо) і, відповідно, на даних ДЗЗ проявляються численними дешифрувальними ознаками (геоіндикаторами), приналежними до різних груп, а також їх поєднаннями (комбінаціями). У різних ландшафтно-кліматичних і структурно-тектонічних (геолого-структурних) умовах ці геоіндикатори та їх набори є різними. Зазвичай саме за ними з використанням даних ДЗЗ дешифруються лінеаменти та їх зони, що здебільшого інтерпретуються як різнорангові диз'юнктивні порушення земної кори. Вони створюють своєрідний каркас розломно-блокової будови територій.

Якщо лінеаментні об'єкти не знаходять свого підтвердження як структури розривного характеру, то фахівцями здебільшого інтерпретуються як лінійні зони підвищеної тріщинуватості та напружено-деформаційного стану гірських порід без істотних просторових зміщень (або амплітуди таких зміщень дуже незначні), а також як флексурні зони. В їх межах мають місце процеси розущільнення, дробіння або стиснення гірських утворень, внаслідок чого останні зазнають дезінтеграції (деструкції) з вірогідним розвитком незначних складчастих і диз'юнктивних дислокацій. За деякими з цих зон відбувається інтенсифікація процесів, що згодом переважно призводить до утворення диз'юнктивних деформацій.

Результати вивчення розривних порушень мають важливе значення при виділенні ділянок, перспективних для постановки першочергових нафтогазопошукових робіт (регіональному прогнозі), а також при передбаченні зон розвитку локальних структур і окремих об'єктів в їх межах — потенційних антиклінальних і комбінованих пасток ВВ — на стадії зонального і локального прогнозування. Це аргументується тим, що диз'юнктивні дислокації істотно впливали на формування і розміщення локальних чітко і слабо виражених піднять осадочного чохла (а на бортах і кристалічного фундаменту) в різних тектонічних зонах нафтогазоносних регіонів. Адже диференційовані рухи блоків земної кори по розривах різних мор-

фогенетичних типів зумовлювали інтенсивне складкоутворення. При цьому інтенсивний розвиток складчастості, підвищена концентрація складок, локальних структур осадочного чохла інших морфологічних різновидів відбуваються в зонах різкої зміни градієнта товщини порід, які зминаються.

Так, поздовжні лінійні об'єкти в регіонах здебільшого контролювали ділянки з відмінними геотектонічними режимами, відігравали великий вплив на умови осадконакопичення. Особливості їх геотектонічного розвитку протягом етапів геологічного часу, що визначалися найбільш інтенсивним осадконагромадженням, вірогідно зумовлювали закономірності площового розповсюдження фацій відповідних відкладів у межах утворених ними щаблів терасоподібних сходин, а також розташування локальних структур, а отже значною мірою визначали і закономірності в розміщенні зон потенційного нафтогазонакопичення. Зони нафтогазонакопичення являють собою сукупність суміжних і схожих за будовою родовищ, які належать до єдиного структурного або літолого-фаціального елементу [20, 21].

Проаналізовані факти вказують на те, що поперечні до простягання регіонів розривні порушення розташовувалися на границях палеодепресій і палеовиступів (або відповідні цим зонам структури контролювали розповсюдження тектонічних елементів різної морфології, а отже — відмінних за геологічною будовою). Відомо, що у процесі осадконагромаджування депресії були зонами максимального накопичування відкладів, а підняття, навпаки, сприяли розмиву осадків, які відкладалися, і скороченню їхньої товщини. У початкові періоди морських трансгресій депресії першими занурювалися під рівень вод і були зонами відкладів грубокластичних седиментів. У подальшому в них нагромаджувалися тонкокластичні та хемогенні літологічні різновиди.

Підняття в початковий період морських трансгресій були певною мірою зонами розмиву відкладів. У подальшому в їхніх межах відбувалася седиментація відносно більш грубокластичного матеріалу, ніж у депресіях. Ретельний аналіз фаціальних особливостей порід, який виконано рядом фахівців у межах ДДЗ [22], показує, що концентрація фацій, які найпридатніші для акумуляції нафти і газу, відбувалася на проміжних ділянках між максимумами депресій і піднять. Мабуть, це пояснюється тим, що в цих місцях проходила відносно різка зміна швидкостей морських течій. Імовірно, поздовжні та поперечні зони відігравали важливу роль у формуванні відомих і передбачуваних пасток ВВ, які планово до них тяжіють, локалізуючись по їх простяганню в опущених або припіднятих крилах блоків.

Практичне нафтогазопошукове значення виділених або уточнених у межах регіонів за результатами дешифрування даних ДЗЗ розломів і розривів земної кори, активних у новітній тектонічний етап, полягає також у позитивній оцінці нафтогазоносності ділянок і зон, що просторово до них тяжіють, а також локальних об'єктів, які вони містять. Це аргументується статистично встановленою в межах більшості нафтогазодобувних регіонів різних платформних областей закономірністю просторової приуроченості продуктивних структур до зон диз'юнктивів фундаменту, які характеризуються новітньою активізацією рухів, особливо до ділянок найрізкіших градієнтів інтенсивності новітніх тектонічних рухів [23].

Великий пошуковий інтерес викликають місця (вузли) перетинів зон різноспрямованих розривних порушень, насамперед поздовжніх і поперечних стосовно простягання регіонів. Сприятливими для пошуків потенційних пасток ВВ райони вузлів різноспрямованих диз'юнктивів можна вважати на підставі того, що вони є ділянками з інтенсивним розвитком геофлюїдодинамічних процесів у земній корі, зокрема, на новітньому етапі тектогенезу зважаючи на їх геоіндикаційну вираженість. Адже для них притаманне накладене поле знакозмінних механічних (сейсмоакустичних) напружень тривалого в часі впливу, що приводить до виникнення та дії ефекту багатократного зростання проникності гірських утворень, який сприяє прискореному переносу води і розчинених у ній ВВ через пористі породи [24, 25]. Встановлено також [24, 25], що зони розущільнення порід, що характеризуються підвищеною тріщинуватістю і проникністю, відповідають зонам аномально низьких напруг.

Як наслідок, ці тектонічні вузли являють собою потенційні канали, своєрідні "дренажні" зони субвертикальної проникності різноманітних флюїдів (зокрема, вуглеводневих), тепла, різночастотних сейсмоакустичних (включаючи звукові, ультразвукові) хвиль та інших видів енергії з глибоких горизонтів літосфери. В умовах дії постійно існуючого поля пружних напружень і хвильових коливань вони можуть істотно впливати на процеси десорбції, міграції в колекторські горизонти і зони, накопичення і локалізації нафти і газу під час формування їх покладів.

Так, установлено [26], що вузли перетину виявлених у межах УЩ шести систем розломів [27] контролюють у ДДЗ понад 75% усіх відомих родовищ ВВ. Зокрема, найбільшою частотою характеризуються напрямки 62° і 332° (близько 44%), вклад ще двох суттєвий: 77° і 347°—23%, 45° і 315°—12% [28]. Нафтогазові поклади карбону більшою мірою пов'язані з вузлами перетину розломних структур напрямків 62°–332° (частота 47%), а родовища, сконцентровані в пермських відкладах, контролюються здебільшого системою 77°–347° (частота 57%).

Впливом тектонодинамічних факторів також часто може зумовлюватися утворення власне колекторських ємностей у гірських породах, включаючи

вторинні, як показано в роботі [29]. При цьому їх просторовий прояв повинен носити лінійно-осередковий, спорадичний характер. Таким чином, локальні об'єкти акумуляції вуглеводневої сировини слід шукати поблизу вузлів перетину диз'юнктивів, латеральні переміщення флюїдів від яких у залежності від характеру і потужності тектонічних напруг можуть відбуватися на відстані кількох десятків кілометрів [24, 25].

Перспективи нафтогазоносності порід кристалічного фундаменту на території різних нафтогазоносних регіонів наразі пов'язуються з гіпсометрично піднесеними бортовими і прибортовими їхніми частинами. Так, на думку [30], до якої ми теж схиляємося [31, 32], найсприятливішими місцями локалізації пасток ВВ у докембрійських утвореннях у цих умовах є підняті горстоподібні блоки в межах зон тектонічних порушень, що розмежовують блоки різних порядків, та областей впливу зсувних дислокацій, а також власне лінійні зони активізації, зони лінеаментів та вузли їхніх перетинів і розщеплень. При цьому продуктивна частина кристалічних верств може бути утворена зонами розущільнення внаслідок тектонічної регіональної тріщинуватості або існування численних локальних розривів, палеоерозійної дезінтеграції, вивітрювання і вилуговування та являє собою переважно тріщинно-кавернозний колектор нафти і газу [33].

До встановлених або передбачуваних за даними ДЗЗ у межах різних нафтогазоносних регіонів неотектонічно активних диз'юнктивних зон поздовжнього спрямування, місць їх перетинання з зонами поперечного напрямку здебільшого приурочені відомі за даними сейсморозвідки і глибокого буріння та прогнозні локальні структури [23, 31, 32, 34-39]. Групуючись, локальні об'єкти відображають зони неотектонічних піднять (або структурні лінії), які загалом теж мають поздовжнє або поперечне до регіонів простягання.

Локальні структури, що тяжіють до вузлів перетину вказаних лінійних утворень, визначаються перспективними для міграції та накопичення ВВ виходячи з таких міркувань. Зони поздовжніх розривних порушень, будучи відносно зяючими, такими, що тривало розвиваються, є шляхами для проникнення флюїдів, зокрема й нафтогазового ряду. Натомість зони поперечних диз'юнктивів і прилеглі до них площі представляють ділянки, за словами [40], позитивного здавлювання блоків земної кори, таким чином відіграючи роль екранів і пасток [38]. У випадках перекриття породами з добрими екранувальними властивостями ці ділянки можуть бути дуже сприятливими для міграції та нагромадження нафтогазових покладів.

Отже, проблемно орієнтоване використання даних ДЗЗ дозволяє досить впевнено простежувати по площі закартовані геолого-геофізичними методами або прогнозувати наявність раніше невідомих розривних порушень різних рангових порядків, уточнювати їх просторову орієнтацію і конфігурацію, а також утворених ними блокових полів, оцінювати ступінь їх неотектонічної активності, виявляти локальні неотектонічні аномалії, з якими пов'язані нафтогазопошукові об'єкти різноманітних морфогенетичних типів.

2.3. Методи просторової інтерполяції геолого-геофізичних і дистанційно отриманих параметрів

Актуальною на сьогоднішній день залишається проблема виявлення якісних і кількісних причинно-наслідкових зв'язків між наявністю покладів якихось корисних копалин та оптико-фізичними параметрами і характеристиками компонентів ландшафту (зокрема, виміряними за матеріалами ДЗЗ). Для прийнятного вирішення цієї проблеми необхідне, насамперед, відповідне інформаційно-аналітичне забезпечення. Останнє, на наш погляд, передусім передбачає обґрунтування і вибір представницьких тестових ділянок, в межах яких відомі родовища, прояви або прогнозуються концентрації цих мінеральних ресурсів, підбір апріорної геолого-геофізичної інформації, а також даних багатоспектрального космічного знімання, які є в наявності по території полігонів. Необхідною умовою представлення апріорних геолого-геофізичних даних є надання їх у цифровій формі. Окрім того, ці дані повинні бути регуляризованими по всій площі того чи іншого полігону за критеріями просторової співрозмірності з просторовим розрізненням матеріалів ДЗЗ для виконання подальшого їх інформаційного інтегрування. Все це вимагає застосування спеціалізованого програмно-аналітичного забезпечення.

Отож більшість моделей, що застосовуються для описування процесів на земній поверхні, вимагають вхідних даних за регулярною мережею (або сіткою) з відповідною щільністю, яку не завжди забезпечують існуючі системи спостережень. За таких умов, природно, відбувається постійне вдосконалення систем спостережень, розробка нових методик збору даних, розвиток калібрувально-завіркових полігонів тощо. Як правило, методики попереднього оброблення даних спостережень, які оптимально відповідають потребам моделювання, базуються на використанні різного роду математичних методів апроксимації, інтерполяції, екстраполяції тощо.

Використання математичних методів просторової інтерполяції різноманітних геолого-геофізичних даних з метою отримання попередніх відомостей стосовно перспективності на корисні копали-

ни поки що нерозвіданих ділянок в межах території з вже відомими родовищами, а також тими, що експлуатуються, є доцільним на етапі пошуково-розвідувальних робіт, котрий передує високо вартісним і трудомістким польовим дослідженням. Ці методи спрямовані на отримання регуляризованих, відповідним чином (рівномірно з визначеним кроком) розподілених у певній системі координат вишукуваних даних. Методи отримали назву "даунскейлінгу" (downscaling) або "зменшення розмірності".

Застосування методів даунскейлінгу за умови однорідності геологічної будови території досліджень та відомих інформативних ознак родовищ (покладів) дає можливість на основі матеріалів з низькою розрізнювальною здатністю по існуючих нерівномірно розподілених родовищах отримувати регуляризовані масиви даних, які відповідають заданим вимогам моделювання й дозволяють мінімізувати похибки, що притаманні системам спостережень [41]. Ці масиви даних можуть характеризувати перспективність на корисні копалини конкретних ділянок в межах усього району робіт. Сукупність інформативних ознак, що визначають наявність рудоносних або нафтогазових покладів (родовищ), являють собою своєрідні поля природного середовища у вигляді випадкових функцій просторових координат. З множини відомих, математично добре обґрунтованих і розроблених методів просторової інтерполяції даних нижче розглянемо теоретико-методичні аспекти використання двох з них — методу оптимальної інтерполяції Колмогорова і кригінг-методу детермінованої інтерполяції — з метою регуляризації товщин і глибин залягання відкладів гірських порід, що можуть бути перспективними на пошуки покладів ВВ.

Отже, відомі значення товщини (або глибини залягання) нафтогазоперспективного комплексу позначимо як $f_0(x_i)$, де x_i належить множені свердловин, що прийняті за еталон, й позначених як I_e. Необхідно на відібраних для досліджень площах оцінити можливу товщину/глибину залягання комплексу. Перелік цих площ визначається на основі теорії нечітких множин і багатокритеріальної оптимізації за найбільшою відповідністю сукупності всіх інформативних ознак площ, що досліджуються, характеристикам еталонних свердловин [42, 43], що в нашому разі обґрунтовує правомірність використання методу просторової інтерполяції.

Математично це можна представити таким чином: відома інформація по території інтересу характеризується набором $n + 1$ з інформаційних характеристик (ознак), які позначаються як:

$$f_j(x_i),\ x_i \in I = I_e \cup I_u \cup I_\varepsilon,\ J = \overline{0,n}, \qquad (2.22)$$

де I — усі площі району, I_e — еталонні площі з відомими значеннями товщини (або глибини залягання) нафтогазоперспективного комплексу; I_u — площі, що досліджуються, для яких визначаються значення товщини/глибини залягання комплексу; I_ε — безперспективні площі, що виключені з подальшого розгляду.

Нехай I_e містить m площ, $m < M$, де M — загальна кількість площ (вузлів інтерполяції), що аналізуються нижче. Для зручності й визначеності позначимо площі m як p_i, де $i = \overline{1,m}$. I_u — інші $M - m$ площі позначимо як q_j, де $j = \overline{1, M-m}$, для яких визначені значення лише для n ознак, $j = \overline{1,n}$. Тут не розглядаються площі, які відсіялися на етапі багатокритеріального аналізу відомих ознак.

Необхідно виконати інтерполяцію з тих точок, де є наявні виміри, у всі визначені вище перспективні вузли району, що розглядається. Тобто необхідно вирахувати значення ознаки, що інтерполюється (у нашому випадку можливу товщину/глибину залягання комплексу), для всіх перспективних вузлів (площ) —

$$f_0(q_j), \forall q_j, j = \overline{1, M-m} \qquad (2.23)$$

за відомими значеннями товщини (або глибини залягання) комплексу в еталонних вузлах $f_0(p_i)$. Метою оптимальної інтерполяції є знаходження оцінки вишукуваних значень товщини/глибини залягання відкладів на деякій множині точок $\{q_j\}$, що забезпечує мінімум математичного очікування квадрата похибки цієї оцінки відносно істинного її значення, тобто мінімум величини:

$$\varepsilon^2 = E\{(f_0(q_j) - f(q_j))^2\}. \qquad (2.24)$$

Значення товщини (або глибини залягання) на виділених площах можна визначити **методом оптимальної інтерполяції Колмогорова [44].**

Розв'язання задачі. Принцип Колмогорова твердить, що найкращою оцінкою (у класі лінійних оцінок) є умовне стосовно до спостережень середнє значення:

$$f_o(q_j) = \sum_{i=1}^{m} b_{ji} f_o(p_i). \qquad (2.25)$$

Задача пошуку оптимальної оцінки $f_0(q_j)$, таким чином, зводиться до пошуку значень вагових коефіцієнтів b_{ji}. За методом Колмогорова, система рівнянь

$$B_f(q_j - p_i) = \sum_{k=1}^{N} b_{jk} \cdot B_u(p_k - p_i) \qquad (2.26)$$

дозволяє визначити всі необхідні вагові коефіцієнти інтерполяції для вирахування значень $f_0(q_j)$. Тут $B_u(p_k - p_i)$ — матриця значень автокореляційної функції (АКФ) між кожною парою точок, у яких відомо значення "поля" товщин/глибини залягання досліджуваного комплексу (між кожною парою

еталонних вузлів), а $B_f(q_j - p_i)$ — вектор значень АКФ для відстаней від точки, для якої оцінюється значення "поля", до кожної з точок з відомим значенням "поля".

Просторові кореляційні функції полів, що інтерполюються, зазвичай вибудовують наближено за окремими значеннями у подібних за просторовою мінливістю районах. Оскільки кореляційна функція є осередненою характеристикою поля і через це змінюється більш повільно, ніж власно поле, то отримавши її оцінку в одному місці поля, можна використовувати її в інших місцях.

Сутність колмогоровської інтерполяції полягає у тому, що точка, в якій відновлюється значення, пов'язана з еталонними точками кореляційними і взаємними кореляційними залежностями. Коефіцієнти інтерполяції в першому наближенні пропорційні коефіцієнтам кореляції між точкою інтерполяції та точками вимірів. Коефіцієнт взаємної кореляції враховує вплив на значення функції в точці інтерполяції значення в кожній з точок, для яких це значення відомо. Тобто коефіцієнт взаємної кореляції вираховується для точки, що інтерполюється, з кожною з відомих (еталонних) точок, тим самим будується вектор значень кореляційної функції.

Оскільки розглядається просторова кореляція, то кореляційна функція є функцією відстані й будується шляхом розрахунку значень для певних відстаней. Для задовільної оцінки значень кореляційної функції потрібно набрати, принаймні, 8–10 пар еталонних точок, що розташовані приблизно на однаковій відстані одна від одної (однакові зсуви). У нашому випадку $n = 2$, тобто простір є двовимірним і відстань між точками визначається відомою формулою відстані:

$$d(p_1, p_2) = \sqrt{(x(p_1) - x(p_2))^2 + (y(p_1) - y(p_2))^2}\ . \quad (2.27)$$

Надалі потрібно утворити добуток значень поля у цих точках і вирахувати середнє арифметичне з цих добутків. Ця процедура дасть одне значення кореляційної функції при даному аргументі — зсуві. Отримавши таким способом декілька точок, можна побудувати апроксимуючу функцію для оцінки кореляційної функції.

Апроксимувавши кореляційну функцію, вираховуємо матрицю і стовбець вільних членів для системи Колмогорова (2.26). Розв'язавши її, визначаємо коефіцієнти для лінійного розкладання (2.25), яке дає нам значення вишукуваного параметра (наприклад, товщини нафтогазоперспективного комплексу) в точці, що розглядається. Для кожної точки множини I_u будуємо свій вектор вільних членів і розв'язуємо систему лінійних рівнянь (2.26).

Просторова кореляційна функція являє собою графік функції, що залежить від одного аргументу — відстані між двома точками поля. Точки цього графіка є коефіцієнтами кореляції між кожною парою точок поля. Таким чином, коли потрібно визначити коефіцієнт кореляції між двома точками поля, вимірюють відстань між ними і визначають значення коефіцієнта кореляції як значення апроксимованої кореляційної функції від отриманої відстані.

У системі рівнянь оптимальної інтерполяції (2.26) використовуються коефіцієнти кореляції між точкою території, куди виконується інтерполяція, і точками вимірів (еталонними), а також коефіцієнти кореляції між еталонними точками. Враховуються взаємні статистичні зв'язки між еталонними точками. Їхні значення також визначаються як значення апроксимованої кореляційної функції від відповідних відстаней між еталонними точками. Отримавши кореляційну функцію, вираховуємо матрицю і стовбець вільних членів для системи Колмогорова і розв'язуємо її. Нижче, у п. 2.5 на конкретному прикладі детальніше розглянемо результати практичного застосування методу оптимальної інтерполяції Колмогорова для регіонального оцінювання товщин нафтогазоперспективних відкладів по площі.

Кригінг-метод детермінованої інтерполяції

Насамперед звернімося і ретельніше розглянемо власне проблему оцінювання значення безперервної змінної V у довільній точці x (з координатами X, Y) двовимірного простору (площі) I. Підставою для цього буде служити набір з п вимірювань, зроблених у точках $x_1, x_2, ..., x_n$ простору. Базовою моделлю оцінювання в геостатистиці є кригінг. Термін кригінг був узятий на озброєння для позначення сімейства алгоритмів просторової регресії. Досить детально теоретичні засади кригінг-методу висвітлені у праці [45]. Отож у своїй публікації використаємо основні постулати теорії, що в ній схарактеризовані.

Усі моделі сімейства кригінгу так чи інакше зводяться до лінійної регресійної оцінки:

$$V^*(x) - m(x) = \sum_{i=1}^{n} w_i(x)[V(x_i) - m(x_i)], \quad (2.28)$$

де $V^*(x)$ — це оцінка значення $V(x)$; $w_i(x)$ — ваги, що привласнюються даним $V(x_i)$, які, в свою чергу, є реалізаціями просторової змінної V. Значення $m(x)$ і $m(x_i)$ є математичними очікуваннями (середніми) просторових змінних $V(x)$ і $V(x_i)$. Кількість даних n, що використовуються для оцінювання, як і їх ваги можуть змінюватися залежно від точки оцінювання x.

Вважатимемо, що модель поведінки просторових даних будується у вигляді невідомої випадкової функції V, яка є функцією випадкових змінних $\{V(x), V(x_1), ..., V(x_n)\}$. При цьому значення $V(x_1), ..., V(x_n)$ задані у вигляді вихідних даних і являють собою єдину реалізацію випадкових змінних у відповідних точках простору, а значення невідомо.

Випадкова функція $V(x)$ зазвичай розкладається на дві компоненти — детерміністичний тренд $m(x)$ і випадкову нев'язку $R(x)$:

$$V(x)=R(x)+m(x). \qquad (2.29)$$

Компонента нев'язки $R(x)$ моделюється як стаціонарна випадкова функція з нульовим математичним очікуванням $mR(x)$ і коваріацією $C_R(h)$:

$$m_R(x)=E\{R(x)\}=0, \qquad (2.30)$$

$$Cov\{R(x),R(x+h)\}=E\{R(x)R[x+h]\}=C_R(h). \qquad (2.31)$$

Математичне сподівання просторової змінної V у точці x, таким чином, дорівнюватиме значенню тренда:

$$E\{V(x)\}=m(x). \qquad (2.32)$$

Перша умова, якій задовольняють всі моделі кригінгу — це незміщеність оцінки (2.28) у точці x (*середнє значення помилки оцінювання дорівнює нулю*):

$$R^*(x)=V^*(x)-V(x), \qquad (2.33)$$

$$E\{R^*(x)\}=0. \qquad (2.34)$$

Нагадаємо, що тут $V^*(x)$ — це оцінка значення $V(x)$, яке невідомо.

Наступною умовою, яка використовується для отримання рівнянь кригінгу, є умова мінімізації варіації помилки, що дає "найкращу" в статистичному розумінні оцінку:

$$\sigma_R^2(x)=E\{(R^*(x)-m_R(x))^2\}. \qquad (2.35)$$

Розрізняють три типи кригінгу залежно від моделі тренда $m(x)$: простий (*Simple kriging, SK*), звичайний (*Ordinary kriging, OK*) і універсальний (*Universal kriging, UK*). Нижче детальніше розглянемо особливості звичайного кригінгу, оскільки саме з допомогою цього типу методу, що характеризується, вирішуватимемо поставлені завдання з просторової інтерполяції даних.

Звичайний кригінг (*Ordinary kriging*) — це метод інтерполяції, який належить до одного з тих, що найбільш часто використовуються в геостатистиці. Цей метод має властивість "найкращого лінійного незміщеного оцінювателя" (*B.L.U.E. — best linear unbiased estimator*). Як випливає з (2.28), метод є лінійним. Незміщеність забезпечується умовою (2.34). Термін "найкращий" означає, що ваги w_i у (2.28) вибираються так, щоб мінімізувати варіацію помилки σ_R^2 (2.35).

Звичайний кригінг передбачає, що значення середнього $m(x)$ в області досліджень S невідомо, але постійно:

$$m(x)=m=const, невідомо \forall(x)\in A(x). \qquad (2.36)$$

Умова (2.36) дозволяє переписати вираз (2.28) в іншому вигляді:

$$V^*(x)=\sum_{i=1}^{n} w_i\cdot V(x_i)+\left[1-\sum_{i-1}^{n} w_i\right]\cdot m. \qquad (2.37)$$

Якщо підставити (2.37) в умову незміщеності (2.34), то отримаємо:

$$E\{V^*(x)-V(x)\}=E\left\{\sum_{i=1}^{n} w_i\cdot V(x_i)\right\}-$$
$$-E\{V(x)\}-\left[1-\sum_{i=1}^{n} w_i\right]\cdot m=0. \qquad (2.38)$$

Тобто умова незміщеності для рівняння (2.37) виконано автоматично, якщо сума ваг дорівнює одиниці:

$$1-\sum_{i-1}^{n} w_i=0. \qquad (2.39)$$

Таким чином, оцінка звичайного кригінгу обчислюється за формулою:

$$V^*(x)=\sum_{i=1}^{n} w_i\cdot V(x). \qquad (2.40)$$

Ваги wi повинні бути обчислені при обмеженні (2.39).

Тепер звернімося до аналізу варіації помилки σ_R^2 (2.35) для звичайного кригінгу. За визначенням

$$Var\{R(x)\}=E\{(R(x)-m_R(x))^2\}=$$
$$=E\{R^2(x)\}-m_R^2(x)=E\{R^2(x)\}, \qquad (2.41)$$

що відповідає умові (2.34). Тоді

$$E\{R^2(x)\}=E\{[V^*(x)-V(x_0)]^2\}=$$
$$=E\{[(V^*(x)-m)-(V(x)-m)]^2\}=$$
$$=Var\{V^*(x)\}-2\cdot Cov\{V^*(x)V(x)\}+Var\{V(x)\}. \qquad (2.42)$$

Тепер вимагатимемо від функції V, щоб вона задовольняла внутрішній гіпотезі [45]. Тоді всі написані тут коваріації існують. Використовуючи (2.39) і (2.40), отримаємо:

$$Var\{V*(x)\}=\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_i w_j C_{ij}, \qquad (2.43)$$

де C_{ij} — коваріації випадкових змінних $Cov\{V_iV_j\}$, і, $j=1,...,n$.

Варіація невідомої випадкової змінної V(x) також існує і дорівнює апріорній варіації вихідних даних:

$$Var\{V(x)\}=\sigma^2=const. \qquad (2.44)$$

Другий доданок у (2.42) з урахуванням (2.39) і (2.40) дорівнює:

$$2Cov\{V^*(x)V(x)\}=2\sum_{i=1}^{n} w_i C_{i0}. \qquad (2.45)$$

У результаті отримаємо:

$$\sigma_R^2 = \sigma^2 + \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_i w_j C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} C_{i0}\,. \qquad (2.46)$$

Тепер, щоб зробити простий кригінг "найкращим" у статистичному сенсі, потрібно підібрати ваги wi так, щоб вони мінімізували (2.46) при обмеженні (2.39). Розв'язок такої задачі стандартний і отримується утворенням з (2.46) лагранжіана шляхом включення до нього умови (2.39) з вагою μ. Вага μ, як відомо, називається множником Лагранжа:

$$L = \sigma^2 + \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_i w_j C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} C_{io} - 2\mu\left(\sum_{i=1}^{n} -1\right). \qquad (2.47)$$

Для мінімізації лагранжіана (2.47) необхідно обчислити частинні похідні від нього по всім вагам w_i по μ і прирівняти їх до нуля. У результаті виходить наступна система з n+1 рівнянь звичайного кригінгу:

$$\sum_{j=1}^{n} w_j C_{ij} + \mu = C_{io}, \forall i = 1,...,n\,;$$

$$\sum_{i=1}^{n} w_i = 1\,. \qquad (2.48)$$

Система рівнянь вирішується відносно w_i і μ. Далі знайдені ваги wi використовуються для отримання оцінки лінійної регресії. Варіація похибки оцінки обчислюється шляхом множення n рівнянь на w_i та їх сумування:

$$\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_i w_j C_{ij} = \sum_{i=1}^{n} w_i \cdot C_{i0} - \mu\,. \qquad (2.49)$$

Підставивши це в (2.25), отримаємо підсумковий вираз для варіації похибки звичайного кригінгу:

$$\sigma_R^2 = \sigma^2 - \sum_{i=1}^{n} w_i C_{io} - \mu\,. \qquad (2.50)$$

Для функцій, що задовольняють внутрішній гіпотезі, вводять [45] варіограму (ν), яка має зв'язок з коваріацією. З урахуванням цього зв'язку при переході до варіограм система рівнянь для звичайного кригінгу запишеться таким чином:

$$\sum_{j=1}^{n} w_j \gamma_{ij} - \mu = \gamma_{io},\ \forall_i = 1,...,n\,;$$

$$\sum_{i=1}^{n} w_i = 1\,, \qquad (2.51)$$

а варіація похибки моделі, при використанні співвідношення

$$\gamma_{ij} = \sigma - C_{ij} \qquad (2.52)$$

дорівнюватиме:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^{n} w_i \gamma_{i0} + \mu\,. \qquad (2.53)$$

Для того, щоб розв'язати систему рівнянь кригінгу, необхідне знання значень коваріацій (або варіограм) для всіх пар вимірів (ij) та їх пар з точкою оцінювання (i0). Таким чином, у загальному випадку для обчислення оцінки кригінгу в довільних точках простору потрібно знати значення коваріації $C(h)$ (або варіограми ((h)) для будь-якого вектора h в області, що аналізується. Щоб досягти цього експериментальна варіограма, що побудована за точками вимірювань $V(x_1), V(x_2),..., V(x_n)$, апроксимується теоретичною модельною функцією, значення якої й використовуються для розв'язання системи рівнянь (2.51) і обчислення варіації похибки оцінки (2.53).

Розрізняють точковий і блоковий кригінг. Точковий кригінг (*point kriging*) — це оцінка точкового значення функції $V(x)$ в одній окремо взятій точці простору. При збігу точки оцінювання з однією з точок вимірювань значення, що дається кригінгом, точно збігається з виміряним значенням.

Блоковий кригінг (*block kriging*) використовується у випадках, коли потрібно оцінити інтегральне значення функції в області (наприклад, оцінка запасу природних копалин в області тощо). Для більш представницької оцінки можна виконати усереднення декількох точкових оцінок, отриманих в околиці заданої точки. Так, вся область, що розглядається, розбивається на блоки. У кожному блоці проводиться декілька точкових оцінок у різних точках блоку.

Наприклад, у прямокутному блоці можна взяти точки, рівновіддалені від центру і від кутів прямокутника. Потім береться середнє значення по блоку. У підсумку виходить передбачуване локальне значення. Цей метод називається блоковим кригінгом.

Нижче, використавши апріорні геолого-геофізичні дані по одній з площ ДДЗ, буде детально проаналізовано результати розрахунків і структурних побудов глибин залягання і товщин перспективних на пошуки ВВ утворень на підставі застосування методу звичайного кригінгу.