

*І. Д. ГОФШТЕЙН
В. І. СОМОВ
В. Г. КУЗНЕЦОВА*

ВИВЧЕННЯ СУЧАСНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ В КАРПАТАХ

І. Д. ГОФШТЕЙН,
В. І. СОМОВ,
В. Г. КУЗНЕЦОВА

ВИВЧЕННЯ
СУЧАСНИХ РУХІВ
ЗЕМНОЇ КОРИ
В КАРПАТАХ

У монографії викладаються результати геодезичних геолого-геоморфологічних і геофізичних досліджень. За допомогою повторного нівелювання встановлено швидкості сучасних вертикальних рухів; наводяться дані про горизонтальні рухи. Визначено швидкість рухів земної кори в голоцені, в інші епохи антропогену і неогені. Розглянуто питання про зміну швидкості й успадкованість сучасних рухів та зв'язок між ними, гравітаційним полем, товщиною земної кори і рельєфом. Встановлено локальну різницю варіацій геомагнітного поля відповідно з геологічною будовою.

Розрахована на геофізиків, геологів і геодезистів.

Відповідальні редактори:

доктор геол.-мін. наук І. Л. Соколовський,
канд. геол.-мін. наук Г. Т. Собакар

Рецензенти:

канд. геол.-мін. наук І. Ш. Рахімова
канд. техн. наук М. І. Мельничук

Редакція літератури про Землю і Космос
Зав. редакцією З. Г. Овчарова

ПЕРЕДМОВА

У книзі підводиться підсумок першого етапу вивчення сучасних рухів земної кори в Радянських Карпатах, яке протягом кількох років провадиться у Львівському філіалі Інституту геофізики Академії наук УРСР.

Вперше повторне нівелювання I класу з метою вивчення сучасних рухів було розпочато в 1961 р. по профілю Золочів—Стрий і далі через Карпати. Роботи провадилися філіалом (О. Г. Юркевич, В. І. Сомов) спільно з кафедрою інженерної геодезії Львівського політехнічного інституту (Б. М. Джуман, Ю. З. Мірошник, С. І. Плахотний).

Протягом 1961—1963 рр. була пронівельована ділянка Золочів—Скотарське, у 1964—1965 рр.— ділянка Скотарське—Тячів, у 1966—1967 рр.— ділянка Тячів—Микуличин. У 1964 р. під керівництвом Г. Т. Собакаря було також проведено пробне визначення сили тяжіння в ряді пунктів.

У 1966—1968 рр. сучасні рухи у Карпатах вивчалися під загальним керівництвом І. Д. Гофштейна. Виходячи з комплексного вивчення сучасних рухів, роботи були розширені. В тематичному плані передбачалось проведення, крім геодезичних, також геологічних, геоморфологічних і геофізичних досліджень. Геофізичні дослідження допомагають глибше пізнати природу сучасних тектонічних рухів, оскільки ті глибинні процеси, які є причиною рухів земної кори, не можуть не супроводитися зміною геофізичних полів. Встановлення корелятивного зв'язку між сучасними рухами і зміною геофізичних полів привело б до розширення теоретичної основи вивчення не тільки сучасних, а й всіх взагалі рухів земної кори.

Геологічні і геоморфологічні дослідження виконував І. Д. Гофштейн, геодезичні дослідження— В. І. Сомов, А. Г. Скуїна та О. М. Бокун, геофізичні (магнітометричні)— В. Г. Кузнецова.

Геодезична група провела нівелювання I класу по двох лініях: Ужгород—Перечин—Свалява (1967 р.) і Микуличин—Коломия (1968 р.), а також нівелювання на дослідній ділянці Мужієве (1966, 1967 рр.). Завданнями групи, крім польових робіт, були аналіз матеріалів минулих нівелювань, оцінка їх точності та опрацювання первинних матеріалів до стадії готових даних про швидкість сучасних рухів по лініях нівелювання.

Геофізичні роботи провадилися тільки два роки (починаючи з 1967 р.). Спочатку вони планувалися в широкому масштабі — передбачалося повторно виміряти силу тяжіння і магнітне поле. Але відсутність апаратури високої точності, без якої постановка таких досліджень неможлива, примусила відмовитись від гравіметричних досліджень. Тому геомагнітне поле у 1967 р. вимірювалося відділом постійного магнітного поля Землі Інституту геофізики АН УРСР (З. О. Крутиховська).

Окремі розділи монографії написали І. Д. Гофштейн (вступ, розділи VI і заключний), В. І. Сомов (розділи III, IV, V), В. Г. Кузнецова (розділ VII). Розділи I і II написані авторами спільно.

ВСТУП

СУЧАСНІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ

Вивчення сучасних рухів земної кори розпочато недавно. Цей напрям наукових досліджень відображений в Проекті верхньої мантиї. Він має пряме відношення до таких проблем, як дрейф континентів і прогноз землетрусів, які давно цікавлять вчених. Сучасні рухи в тій або іншій формі відбуваються скрізь; у зв'язку з цим без аналізу сучасної тектонічної активності території тепер неможливе будівництво інженерних споруд (портів, великих гребель, обсерваторій, прискорювачів елементарних частинок тощо). Рухи земної поверхні необхідно враховувати при проведенні геодезичних вимірів високої точності.

Інтерес наукової громадськості до вивчення сучасних рухів земної кори відчувається в тому, що за короткий строк (з 1961 р.) відбулося шість всесоюзних і три міжнародні наради з цієї проблеми. Цей новий науковий напрям виник на межі кількох галузей знання, перш за все наук про Землю — геології, геофізики, геодезії, що відкрило широкі перспективи для його розвитку.

Поняття сучасні рухи земної кори, здавалося б, не вимагає докладного пояснення, особливо якщо домовитися про початкову межу сучасного періоду. Наприклад, за визначенням В. В. Белоусова, «під сучасними рухами земної кори маються на увазі ті, які відбуваються зараз на наших очах або відбувались протягом історичного часу» [5, 19]. Під історичним часом у даному разі слід розуміти період від появи письмових пам'яток (останні 5 тис. років), бо саме в них можуть бути виявлені згадки про рухи земної поверхні, що відбувались на очах у людини.

Інакше визначають сучасні рухи дослідники, які на перший план висувують методичну ознаку [11, 15, 70]. Сучасними рухами, за І. П. Герасимовим, називаються «ті рухи, які вивчаються за допомогою прямих (безпосередніх) сейсмологічних, астрономічних, геодезичних, гідрологічних та інших спостережень, що фіксують рухи теперішнього часу».

Говорячи про розмежування сучасних і найновіших рухів, Ю. О. Мещеряков відмічає, що звичайно при цьому утруднене не виникає, бо методи прямих вимірів, які застосовуються у першому випадку, і геолого-геоморфологічні методи, що використовуються для вивчення найновіших (пізньоальпійських) рухів, охоплюють періоди різко відмінного порядку. Іноді розрив у часі, яким оперують методи обох груп, вдається скоротити. В деяких випадках розчленування голоценових утворень

на основі точного їх датування дозволяє визначити рухи, які відбувались за останні 2—3 тис. років. Однак і в цьому разі необхідно додержуватись основного методичного принципу.

Можливість ширшого використання геолого-геоморфологічних методів досліджень для кількісної оцінки сучасних рухів згодом доведена самим Ю. О. Мещеряковим. Ним разом з співробітниками розроблена методика, яка ґрунтується на врахуванні ряду геолого-геоморфологічних ознак сучасних вертикальних рухів, надійність яких встановлюється зіставленням з даними повторного нівелювання [72]. За цими ознаками робиться інтерполяція даних про швидкість руху. Цей метод запропоновано для територій всередині полігонів повторного нівелювання і розраховано на місця згущення мережі, які використовуються для складання карти сучасних рухів. Хоч такий метод названо методом кількісного передбачення, точність визначення таким шляхом швидкості рухів, за даними авторів, досить висока — порядку 1 мм/рік.

Встановлення абсолютного віку осадків у районах сучасних акумулятивних процесів відкриває додаткові можливості використання геолого-геоморфологічних досліджень для вивчення кількісної характеристики сучасних рухів.

У літературі справедливо вказується на деяку інерцію сучасних фізико-геологічних процесів. З цієї причини не можна бути певним, що, наприклад, рух, амплітуда і напрямок якого зафіксовані в осадках і рельєфі, не припинився або навіть не змінився на протилежний. Занадто песимістично, на нашу думку, звучить твердження, нібито «геолог і геоморфолог шляхом аналізу геологічної будови і рельєфу можуть виявити рухи, які відбувались у четвертинному періоді і в більш давні геологічні епохи, але вони ніколи не можуть з цілковитою певністю поширити свої висновки на сучасну епоху» [70].

Якщо перед нами розріз заплавної алювію, який відклався в умовах безперервного спрямованого опускання, про що свідчить сукупність геолого-геоморфологічних даних, то, звичайно, не можна знати, чи продовжується опускання тепер. Але, встановивши абсолютний вік різних рівней алювію, ми одержимо дані про швидкість рухів за певний період, а він може відноситись до сучасної епохи.

Дійсно, швидкість сучасних рухів іноді перевищує 10 мм/рік, але навіть при такій швидкості амплітуда прогинання через 500 років досягне 5 м, а через 1000 років — 10 м. В районах, де сучасні рухи відбуваються інтенсивно і диференційовані на порівняно невеликих просторах, наприклад у передгірних або внутрішніх прогинах і западинах, цього досить, щоб прогинання відбилось на потужності алювію. Отже, і навпаки, — за різницею абсолютного віку рівнів алювію можна виявити рух, що

відбувався в історичний час, і охарактеризувати його з кількісного боку.

Ми пропонуємо таке визначення сучасних рухів. *Сучасними рухами називаються такі рухи земної кори, які відбувались протягом історичного часу і відбуваються тепер. Вони встановлюються безпосередніми інструментальними та іншими вимірами, за історичними і археологічними документами, а також геолого-геоморфологічними методами у сполученні з геодезичними і на основі визначення абсолютного віку гірських порід.*

КЛАСИФІКАЦІЯ СУЧАСНИХ РУХІВ

Вивчення сучасних рухів земної кори досягло рівня, коли створення класифікації сучасних рухів полегшило б користування матеріалами досліджень, які з'являються в різних країнах, і послужило б більш строгому ставленню до термінології.

Поділ сучасних рухів на повільні, або вікові, швидкі, або сейсмічні, а також виділення груп короткоперіодичних коливань, що викликаються зовнішніми факторами [71], — перший крок на шляху створення класифікації сучасних рухів, за яким повинні йти й інші.

Цілоком зрозуміло, що при побудові класифікації складного комплексу рухів можливий різний підхід. За ознакою причинності серед сучасних рухів перш за все належить розрізнити природні і техногенні.

Там, де створюються найбільші водосховища або переміщуються величезні об'єми гірських порід, де проводиться інтенсивна експлуатація шахт, рудників, водоносних горизонтів, родовищ нафти і газу, — рівновага між розподілом мас і опором порід порушується настільки, що це викликає переміщення у поверхневому шарі кори. В таких місцях рухи кори і рухи її поверхневого шару досить важко розрізнити. Прикладом може бути Апшеронський півострів, де встановлено, що на тектонічне опускання всього півострова накладалося локальне опускання поверхні, яке викликано багаторічною експлуатацією нафтових родовищ [62]. Дуже істотно, що швидкість техногенного руху тут значно перевищує швидкість тектонічних рухів.

На рухомість поверхневого шару постійно впливають природні процеси: періодичні зміни атмосферного тиску, температури, загальної зволоженості та інші зовнішні відносно кори глобальні фактори. До них потрібно додати карстові, суфозійні та інші явища місцевого значення. Отже, виникає проблема, як розмежувати сучасні рухи земної кори і сучасні рухи земної поверхні. При строгому ставленні до термінології останнє поняття має право на самостійне місце в класифікації. Поки не з'ясовано, як відбилися на результатах вимірів рухи

поверхневого шару кори, краще говорити не про рухи земної кори (під чим розуміється рух кори як цілого), а про рухи земної поверхні, які можуть бути тектонічними і нетектонічними.

Залежно від положення джерела руху (тих сил, що його викликають) в просторі сучасні рухи земної кори можна поділити на космогенні і телуричні (земні). Загальновідомим прикладом космогенних рухів є припливи в твердому тілі Землі під дією притягання Місяця і Сонця. Сюди ж відносяться рухи, що виникають у корі в зв'язку з обертанням Землі навколо осі (ротаційні), тому що рух Землі як планети відбувається по інерції. Прикладом ротаційних космогенних рухів є зміна фігури Землі в результаті постійного зменшення кутової швидкості обертання й відповідно зменшення відцентрової сили. З наведеного видно, що припливні і ротаційні рухи взаємопов'язані (припливи виникають на Землі, що обертається; сповільнення обертання Землі пов'язано з припливним тертям).

Розвиваючи далі класифікацію за цією ознакою, яка наближається до генетичної, але з нею не збігається (положення джерела руху намічає, але не розкриває причин руху), слід поділити сучасні рухи на корові, внутрішньокорові та мантийгенні.

Класифікація сучасних рухів збігається з загальною класифікацією тектонічних рухів. Однак остання розроблялася для рухів геологічного минулого і тому повністю не може бути використана для сучасних рухів, які мають свою специфіку.

Одна з особливостей сучасних рухів уже відмічалася: в історичний час з'явився новий фактор, що викликає рухи поверхневого шару кори. Існують техногенні рухи, які можуть охопити всю кору: картина поширення пружних коливань, що виникають при ядерних вибухах, багато в чому нагадує землетрус. Наприклад, під час підземного ядерного вибуху, еквівалентного мільйону тон тротилу, який проведено, за повідомленням ТАРС, в США 20 грудня 1968 р., підземні поштовхи на відстані близько 20 км від епіцентра були настільки сильні, що сприймалися як різкі коливання земної поверхні. На відміну від природних землетрусів, трясіння земної кори, викликані людиною, ми будемо називати техносейсмічними. Неважко уявити собі технічну діяльність ще в такому вигляді і обсязі, коли вона здатна викликати компенсаційні рухи блоків земної кори. В цьому випадку техногенні рухи за кінематичним ефектом у принципі не відрізняються від деяких природних корових рухів, наприклад від ізостатичного підняття кори після усунення навантаження материкового зледеніння.

Друга особливість сучасних рухів полягає в тому, що при їх вивченні за основу беруться виміри високої точності. В результаті цього рухи земної кори дістають кількісну характеристику,

а деякі їх види встановлюються вперше. Не може бути сумніву в тому, що рухи, які відбуваються в даний час, відбувалися і в минулому, а не є чимось новим. Але надзвичайно обмежені (в геологічному розумінні) строки спостережень дозволяють фіксувати лише ті рухи, які мають максимальну швидкість. Це відображено в класифікації сучасних рухів, тому що рухи з швидкістю, яка знаходиться в межах помилок вимірів, уже не мають експериментального підтвердження і виділяються умовно. Пояснимо це на прикладі. Підняття, що відбувається з швидкістю 1,4 мм/рік на пронівельованому відрізку довжиною 100 км, через десять років при повторному нівелюванні вищої точності ще буде в межах допустимої помилки.

Знаходження геологічних аналогів сучасних рухів полегшують три моменти: широкий, мабуть глобальний, розвиток повільних рухів, їх коливальний характер і, що спостерігається в багатьох випадках, загальний збіг меж зміни знаку руху або градієнта швидкості з великими структурними одиницями. Це дозволяє зіставляти такі рухи з епейрогенічними коливаннями мантийного походження, незважаючи на те, що швидкість сучасних «повільних» рухів набагато перевищує швидкість епейрогенічних рухів у минулому. Розходження пояснюється тим, що із складного спектра коливань уловлюється тільки короткоперіодична частина.

Колівальним рухам, про які йшлося вище, протистоять на правлені. До останніх відносяться, наприклад, рухи ізо-статичної компенсації, що значно поширені в межах континентів і виникають у земній корі в результаті денудації її поверхні. Особливо інтенсивно відбувається денудаційний зріз у гірських країнах. За підрахунками, які зроблені для відрізка Карпатської дуги, швидкість сучасного денудаційного зрізу становить 0,024 мм/рік.

З кінематичної точки зору сучасні рухи звичайно поділяють на повільні (вікові) і швидкі (сейсмічні). Терміни «повільні» і «швидкі» не можна вважати зовсім вдалимими. «Повільні» сучасні рухи виявляються надзвичайно швидкими для геологічної історії, на фоні якої вони розглядаються. Деякі види сучасних рухів, наприклад припливи у твердій Землі, що, як відомо, відбуваються двічі на добу, або ж пружні деформації, що зумовлюються рухом полюсів Землі з періодом близько року, не можна поставити поруч ні з сейсмічними, ні з віковими рухами. Говорячи про сейсмічні рухи, потрібно мати на увазі не тільки швидкість поширення пружних хвиль, але і час, протягом якого проходить необоротна деформація земної поверхні, яка часто супроводить сильні землетруси. Тектонічний ефект землетрусів важливий не лише з практичної точки зору, а й як самостійна різновидність сейсмічних рухів. У сейсмоактивних районах такі сполучені з підземними поштовхами дислокаційні рухи

поверхні дуже важливо враховувати при вимірах, тому що вони перевертають картину вікових рухів. Враховуючи все це, варто відмовитися від термінів відносного плану — «повільні» і «швидкі» рухи — і зберегти для першої групи назву вікові, а для другої — сейсмічні. Та оскільки відомі близькі до сейсмічних техногенні рухи (вибухи, зокрема ядерні), доцільно ці обидві групи протиставити віковим рухам під загальною назвою миттєвих. У всякому випадку бажано мати конкретні часові характеристики сучасних рухів: вікові, річні, добові і т. д. При цьому слід розрізняти періодичні і неперіодичні рухи.

За охопленням поверхні земної кулі сучасні рухи можна поділити на три групи. Космогенні рухи мають глобальне поширення; телуричні можуть бути регіональними (епейрогенні і сейсмічні рухи) і локальними (сейсмічні і дислокаційні).

Практично дуже важлива ознака сучасних рухів, про яку ще не згадувалося, — їх орієнтування відносно поверхні земної кулі. У багатьох випадках поділ рухів на горизонтальні і вертикальні служить тільки для позначення горизонтальної або вертикальної складових скісно спрямованого руху. Поряд з цим існують самостійні вертикальні і горизонтальні рухи, приклади яких наводилися вище. Доречно зауважити, що успішне вирішення проблеми горизонтального переміщення (дрейфу) материків входить у загальний план вивчення сучасних рухів, тому що воно залежить від удосконалення методів вимірів (у даному випадку астрономічних).

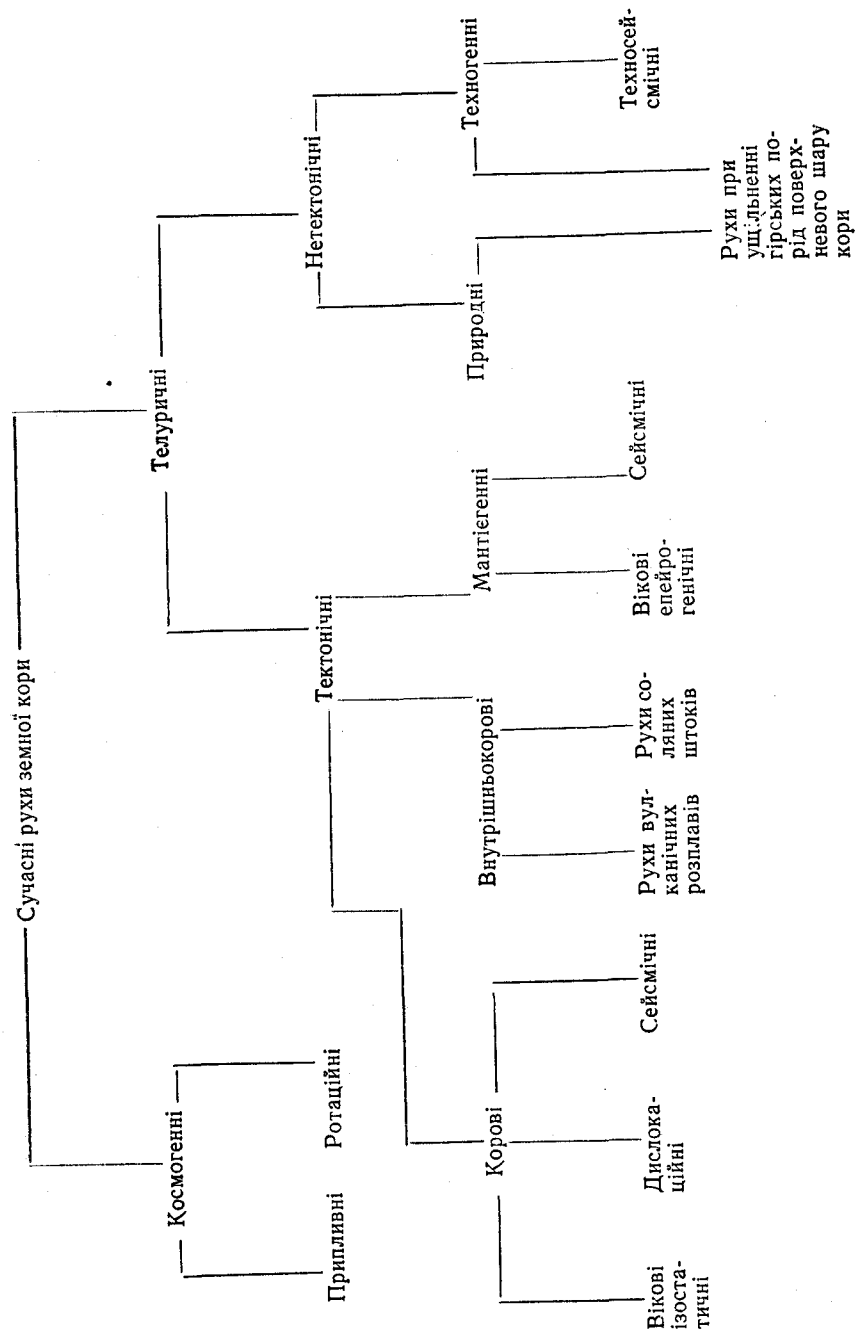
При побудові класифікації сучасних рухів перелічені вище їх ознаки можна комбінувати по-різному залежно від того, яку з ознак взяти за основу і як розподілити «за рангами» інші. А це, в свою чергу, залежатиме від тієї вузької мети, яку переслідує дана класифікація. Наведемо схему одного з можливих варіантів класифікації (див. схему на стор. 11).

І. КОРОТКИЙ ОГЛЯД МЕТОДІВ ВИВЧЕННЯ СУЧАСНИХ РУХІВ

У Карпатах передбачалося провести комплексне вивчення сучасних рухів земної кори. Практично воно звелось до геодезичних, геологічних, геоморфологічних і геофізичних (магнітометричних) досліджень.

ГЕОДЕЗИЧНІ МЕТОДИ

Основними методами виявлення сучасних вертикальних і горизонтальних рухів земної кори є океанологічний (рівнемірний) і геодезичні методи (повторне нівелювання і повторна



триангуляція), які характеризуються високою точністю вимірів.

Повторні геодезичні виміри застосовуються для виявлення вікових тектонічних рухів земної кори, дислокаційних рухів кори, пов'язаних з землетрусами, а також рухів земної поверхні нетектонічного походження.

Обчислення швидкості вертикальної складової сучасних рухів земної кори. При визначенні швидкості сучасних вертикальних тектонічних рухів земної кори в СРСР і за кордоном прийнята гіпотеза про постійність направленості та інтенсивності рухів між датами виконання першого і другого нівелювання [87]. Таким чином, вікові рухи земної кори прийнято вважати рівномірними. Це пов'язано не з властивостями самого руху, а з тим, що в багатьох випадках відомі лише два виміри, які дозволяють визначити середню швидкість вертикальних рухів. При цьому справжня швидкість може істотно відрізнитися від середньої. Однак поняття середньої швидкості дозволяє порівнювати переміщення за неоднакові проміжки часу.

Швидкості вертикальних рухів земної кори за результатами повторних нівелювань обчислюються за формулою

$$v = \frac{h_2 - h_1}{t} - \frac{\Delta h_2 - \Delta h_1}{t}, \quad (1)$$

де h_1 і h_2 — вимірні перевищення з першого і другого нівелювання, виправлені тільки поправками, що зумовлені помилками вимірів [9]; t — проміжок часу (в роках) між датами виконання робіт; Δh_1 і Δh_2 — помилки визначення перевищень в першому і другому нівелюванні.

Підсумовуючи значення швидкості за окремими послідовно прокладеними лініями, можна одержати швидкість досить віддаленого пункту відносно початкового.

Для повільних рухів, які охоплюють всю земну поверхню, жоден з реперів, що знаходиться на ній, не може бути визначений нерухомим. Для таких рухів необхідні системи відліків, пов'язані не з землею корою, а з рівнем моря або зірками.

Якщо підрахувати швидкість сучасних вертикальних рухів від пунктів на узбережжях морів і прийняти величини швидкості вертикальних рухів, які виведені з рівномірних спостережень на мареографічних станціях, за вихідні, то одержимо значення швидкості різних пунктів в єдиній системі. В даному випадку середні багаторічні рівні морів, які практично залишаються протягом багатьох років постійними, служать своєрідними віковими реперами.

Швидкість вертикальних переміщень земної кори змінюється в дуже великому діапазоні. Повільні рухи характеризуються величинами порядку міліметрів на рік, а швидкі — метрами за долі секунди. При малих швидкостях необхідно застосовувати

виключно точні прилади для вимірів переміщень і відсувати на десятиліття строки повторних спостережень. Для швидких рухів, навпаки, важливіше захопити момент переміщення, а для вимірів використовувати менш точні прилади. В обох випадках для надійного визначення швидкості вертикальних рухів сумарна помилка обох нівелювань, розділена на інтервал часу між повторними вимірами, повинна бути в кілька разів менша за величину самої швидкості.

Здавалося б, що для підвищення точності визначення швидкості повільних рухів треба максимально збільшити проміжок часу між повторними вимірами. Однак у зв'язку з коливальним характером сучасних вертикальних рухів необхідно, щоб проміжок часу не перевищував напівперіоду коливань, про який тепер існують неясні припущення [36, 66, 93].

Визначення надійних значень швидкості в ЦНДІГАіК, проведене в основному для 20—25-річного проміжку між повторними нівелюваннями і підтвержене збереженням її направленості при проведенні по окремих лініях третього виміру, дозволило висувати цей інтервал як проміжок часу, через який повинно повторюватися нівелювання I класу. В сейсмічно активних районах, що характеризуються інтенсивними рухами, вони повинні повторюватися частіше.

Визначення швидкості сучасних рухів земної кори при інтервалі 5—6 років, як встановлено вивченням статистичного матеріалу дворазового повторного нівелювання на території СРСР, дає завищені значення швидкості з помилкою порядку її величини [90]. Певно, тут позначається вплив короткоперіодичних коливань, зумовлених дією зовнішніх факторів на земну поверхню, рядом причин місцевого характеру, а також помилками вимірів.

Одним з головних завдань вивчення сучасних вертикальних рухів є встановлення періоду або ритму рухів. Існує думка [82], що сучасні тектонічні рухи характеризуються мікроритмічністю і період їх коливань для різних територій змінюється від 4 до 11 років. На цій підставі робиться висновок, що метод повторного нівелювання дає випадкові результати і одержані швидкості рухів не відображують дійсних швидкостей за час, що пройшов між вимірами. Отже, за даними повторних нівелювань не можна впевнено говорити ні про направленість, ні про тенденцію сучасних рухів при інтервалі між вимірами менше 80—100 років.

Велика кореляція (60—80%) між направленістю рухів, виявлених геодезичним і геоморфологічними методами, спростовує думку про неможливість встановлення швидкості сучасних рухів земної кори при інтервалі до 30 років [71].

Численні повторні нівелювання за кордоном, наприклад в Японії [118], підтверджують коливальну природу сучасних вер-

тикальних рухів земної кори. В той же час сталість знаку сучасних вертикальних рухів земної кори на території Феноскандії протягом двох століть (за рівнемірними даними) зберігається, але змінюється їх інтенсивність [121]:

Можливо, що сучасні рухи носять складний характер і серед них можна виділити коливання різного порядку — з періодом від кількох років, десятків і більше. Звичайно, коливання найвищого порядку не є коливаннями, що викликаються процесами, які відбуваються всередині Землі. Сюди відносяться рухи невеликої амплітуди, що викликаються змінами атмосферного тиску, нагрівом земної поверхні Сонцем і т. д. [16].

Повторні нівелювання дають суму різних рухів земної кори і її поверхневих шарів, тому що геодезичні знаки (репери), які закладаються порівняно неглибоко в ґрунт, можуть мати самостійні рухи незалежно від рухів земної кори.

Однією з найзагальніших причин, які викликають зміщення геодезичних знаків, є глинистий або суглинистий склад ґрунту і неглибокий рівень поверхневих вод. При слабкому дренажі ці фактори є причиною просадок і спучувань геодезичних знаків або споруд, в яких вони закладені.

В районах, що характеризуються широким розвитком лесовидних суглинків, нерідко бувають просадки знаків, зумовлені суфозійними процесами [102].

В деяких випадках положення знаків виявляється порушеним у результаті деформації старих споруд, які відрізняються недостатньо міцним фундаментом або іншими конструктивними недоліками.

Перелічені причини, які викликають зміщення нетектонічного характеру (ускладнені помилками нівелювань), утруднюють виявлення сучасних рухів земної кори. З цією метою оцінюється якість методів нівелювання, їх точність, а також надійність закріплення геодезичних знаків на місцевості (інженерно-геологічне обслідування їхньої стійкості). Це обслідування, що дозволяє виявляти причини зміщень знаків і виключати їх з обробки, проводиться тільки для знаків, які дають на графічних матеріалах різкі локальні зломи кривих швидкості [70].

Розглянемо питання про використання нівелювання різних класів для вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори.

Як відомо, основною вимогою для побудови і географічного розміщення сітки нівелювання I класу є умова, щоб ця сітка складалася з примикаючих один до одного замкнених полігонів з периметром близько 3 тис. км. В цьому випадку лінії нівелювання I класу віддалені одна від одної в середньому на 750 км. Така відстань між точками, для яких відома швидкість рухів, дуже велика, що робить неможливим побудову карти сучасних вертикальних рухів земної кори.

Дослідженнями І. І. Ентіна [112] встановлено, що деталізація швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори всередині полігонів нівелювання I класу може виконуватися нівелюванням II класу. Значення m_v для ліній нівелювання II класу протяжністю 750 км становить $\pm 2,0$ мм/рік.

М. І. Синягіна, Н. В. Живаго і В. В. Піотровський (1961 р.) рекомендують прокладення ліній повторного нівелювання II класу в таких областях: 1) з тектонічними рухами в зонах скиду або в сейсмічно активних областях; 2) з тектонічними рухами в областях солянокупольних структурах; 3) в областях, де рухи земної кори виникли в зв'язку з розробкою корисних копалин або іншою діяльністю людини.

Є чимало прикладів використання повторного нівелювання II класу для визначення величини і направленості сучасних вертикальних рухів земної кори [32, 36, 48, 63, 103]. На територіях таких великих міст, як Таллін, Одеса, Казань, для виявлення вертикальних рухів використані також дані повторних нівелювань III і IV класів [4, 63, 73].

Основні положення визначення горизонтальної складової сучасних рухів земної кори. Взаємне положення точок земної поверхні в горизонтальному відношенні визначається методами триангуляції, полігонометрії і трилатерації.

Перший метод полягає в побудові на земній поверхні найвигідніших тригонометричних сіток з трикутників, геодезичних чотирикутників та центральних систем і характеризується високою точністю вимірів кутів, що дозволяє обмежитися невеликою кількістю лінійних і азимутальних визначень.

Незважаючи на всі переваги, триангуляції властиві певні недоліки: нерівномірна точність у сітці в різних її частинах (при віддаленні від базисної сітки відносна помилка взаємного положення пунктів триангуляції збільшується в кілька разів).

З метою створення жорсткої і однорідної за точністю сітки в триангуляції застосовується принцип суцільної побудови, коли кожний знову визначуваний пункт пов'язаний з своїми найближчими пунктами, а основну фігуру геометричного зв'язку — трикутник — намагаються робити рівносторонньою. Згідно з роботою [98], суцільні сітки II класу, відрізняючись меншою точністю куткових вимірів, перевершують триангуляцію I класу за жорсткості побудови. Жорсткість сітки II класу настільки велика, що при вирівнюванні її як вільної середня квадратична помилка сторін виявляється близькою до 1 : 400 000, а азимутів — до 0",5.

Поява нових високоточних приладів для лінійних вимірів (світло- і радіодальномірів) відкрила реальні можливості для заміни триангуляції полігонометрією, а останньої трилатерацією.

Спільне використання кутових і лінійних вимірів значно зменшує зсув триангуляційного ряду і зберігає постійною точність на всьому його протязі, бо масштаб кожної геометричної фігури, що становить ряд, визначається за незалежними сторонами. Як показали дослідження [57], помилка в положенні кінцевого пункту ряду з вимірними сторонами і кутами підвищується на одну третину порівняно з точністю ланки, в якій вимірюються тільки одні кути.

Висока точність лінійних і кутових вимірів зумовлює те, що зсув кінцевої точки полігонометричного ходу дещо менший зсуву кінцевої точки ряду триангуляції, однакової з ним протяжності, а нев'язка в полігоні, створеному ланками полігонометрії, значно менше нев'язки триангуляційного полігону [99].

Використання трилатерації для визначення взаємного положення точок земної поверхні ускладнюється тим, що при тій же точності вимірів сторін, як і в полігонометрії, середня квадратична помилка координат і орієнтування в два рази більше [13]. Тому в триангуляції в зв'язку з особливостями її побудови точність виміру сторін повинна бути вищою, ніж в полігонометрії відповідного класу.

Оскільки вікові горизонтальні рухи характеризуються швидкостями порядку сантиметрів на рік, вони можуть уловлюватися триангуляцією і полігонометрією I і II класів та відповідною їм за точністю трилатерацією. Швидкі сейсмічні рухи земної кори, що викликають значні горизонтальні переміщення, можуть визначатися всіма іншими класами триангуляції і полігонометрії та трилатерацією.

Основні положення, викладені при визначенні вертикальної складової сучасних рухів земної кори, допустимі і для виявлення горизонтальних зміщень земної поверхні. Сюди, перш за все, відноситься гіпотеза про постійність направленості та інтенсивності швидкості горизонтальних рухів земної кори в інтервалі між двома послідовними вимірами.

При такому припущенні різниці координат пунктів сітки триангуляції в плоскій прямокутній системі координат (поодинокий випадок), одержані відносно вихідного пункту (базису), виражаються виразами

$$\begin{aligned}x_2 - x_1 &= v_x t + (m_{g_2} - m_{g_1}), \\y_2 - y_1 &= v_y t + (m_{L_2} - m_{L_1}),\end{aligned}\quad (2)$$

де v_x і v_y — складові середньої швидкості зміщень триангуляційних пунктів у площинах x і y ; t — проміжок часу (в роках) між датами виконання робіт; m_{L_1} і m_{L_2} , m_{g_1} і m_{g_2} — середнє квадратичне значення поздовжнього і поперечного зсувів при зрівнюванні сітки.

Перетворивши рівняння, ми одержимо формули для вирахування складових швидкості горизонтальних зміщень пунктів

$$\begin{aligned}v_x &= \frac{x_2 - x_1}{t} - \frac{m_{g_2} - m_{g_1}}{t}, \\v_y &= \frac{y_2 - y_1}{t} - \frac{m_{L_2} - m_{L_1}}{t}.\end{aligned}\quad (3)$$

Звідки формула для визначення середньої швидкості лінійного зміщення геодезичного пункту буде

$$v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}.\quad (4)$$

З наведених формул видно основну вимогу при визначенні горизонтальних рухів земної кори — строгу відповідність між очікуваними значеннями швидкості, інтервалом часу між вимірами і точністю вимірів.

Геодезичні виміри горизонтальної складової сучасних рухів земної кори не позбавлені і деяких недоліків, які найбільш повно розібрані А. А. Ізотвим [41]:

1. Повторні спостереження дозволяють вивчати тільки різниці горизонтальних рухів окремих блоків. Це пояснюється тим, що при повторних обчисленнях початок і напрямок координат приймаються незмінними, тобто такими, що не зміщуються внаслідок сучасних рухів земної кори.

2. Різниця помилок першого і другого вимірів довжини і азимуту базису викликають відповідні зміни довжини сторін і поворот всієї сітки триангуляції.

3. Припущення про нерухомість базису в свою чергу вносить в результати повторних вимірів відповідні помилки, величини яких залежать від інтенсивності сучасних рухів земної кори.

4. Помилки вимірів кутів можуть мати різні знаки, тому можливе деяке їх складання і внаслідок цього уявне зміщення геодезичних пунктів.

Таким чином, виявлення лінійних зміщень пунктів сітки дуже складна проблема. В зміні взаємного їх положення позначається вплив не тільки тектонічного фактора, а й помилок вимірів. Правда, оскільки останні не перевищують певної межі, їх величини завжди можуть бути визначені.

На існування лінійних зміщень пунктів, викликаних сучасними рухами земної кори, в першу чергу, вказують розходження між знову вимірними кутами і їх попередніми значеннями, що перевищують середню квадратичну помилку різниці вимірних кутів. Гірша справа з виключенням можливих деформацій сітки при її вирівнюванні.

Використовувані для визначення зсувів геодезичних пунктів вирівняні дані не відображують їх реальних переміщень, тому що ці величини в процесі вирівнювання виправляються поправками, закон розподілу яких ще точно не встановлений. Це викликає штучні зміщення триангуляційних пунктів, що трактуються в окремих випадках як горизонтальні рухи земної кори [31].

Тому при обчисленні лінійних зміщень пунктів необхідно програму обчислень побудувати так, щоб із значень зсувів виключити можливі деформації, які викликаються зрівнюванням сітки [47].

Оскільки точність виявлення сучасних горизонтальних рухів земної кори методами триангуляції, полігонометрії і трилатерації на порядок нижче, ніж вертикальних, зрозуміло, що інженерно-геологічний фактор, який впливає на стійкість знаків, відіграє для них меншу роль. Зсуви центрів тригонометричних знаків, викликані помилками вимірів і вирівнюванням, набагато переважатимуть зміщення, зумовлені неотектонічними причинами. Звичайно, ми не маємо на увазі закладання знаків у районах зсувів і т. д., якщо не визначається саме це явище.

Метод повторної триангуляції і полігонометрії, як і метод повторного нівелювання, дозволяє виявляти сучасні рухи земної кори як по окремих профілях, так і на більшій території.

ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ

Значний вклад у пізнання причин, які викликають сучасні рухи земної кори, повинні дати відомості про зміни геофізичних полів — магнітного і гравітаційного.

Фізичні поля, що спостерігаються на поверхні Землі, є відображенням її внутрішньої структури, неоднорідності складу її речовини і тісно пов'язані з глибинними процесами. Не може бути сумнівів у тому, що зміни термодинамічних умов у глибинах Землі поліморфні, і фазові перетворення, які відбуваються в ній, повинні викликати зміни магнітного і гравітаційного потенціалів.

Часові варіації сили тяжіння. Питання про зміну сил тяжіння в часі неодноразово висвітлювалося в радянській і зарубіжній літературі, але досі залишається дискусійним.

Зміни сили тяжіння в часі поділяють на три види [10]:

1. Періодичні (припливні), що викликаються впливом на Землю сил притягання Місяця і Сонця.
2. Неперіодичні, пов'язані з місцевими явищами, які відбуваються в земній корі або підкоровому шарі.
3. Повільні вікові зміни, що є результатом дії сукупності причин, які визначають розвиток Землі в цілому.

Припливні місячно-сонячні варіації вивчаються з кінця минулого століття. Створена світова сітка спеціальних гравіметричних обсерваторій, де за допомогою високоточних гравіметрів (типу GS-11, GS-12) провадяться регулярні спостереження припливних варіацій. Під впливом припливоутворюючих сил Місяця і Сонця гравітаційне поле Землі безперервно збурюється, а сама Земля через властиву їй пружність зазнає періодичних

деформацій. За припливними варіаціями визначаються числа Лява і Сіда, які характеризують пружні властивості Землі. Ці числа вираховуються теоретично для тої чи іншої моделі Землі (при прийнятому розподілі щільності та пружних властивостей) і порівнюються із спостереженими. Таке моделювання дозволяє одержувати нові дані для пізнання особливостей будови земної кори і ступеня жорсткості окремих її ділянок.

Вивчення неперіодичних варіацій сили тяжіння розпочато зовсім недавно. Спостереження за варіаціями сили тяжіння в Японії, в районі діючих вулканів, виявили зміну сили тяжіння 0,5 *мг*, що викликано підйомом магми, щільність якої відрізняється від щільності оточуючих порід. Цим була доведена можливість реєстрації на поверхні Землі переміщення речовини в її надрах.

У 1935—1937 рр. у Радянському Союзі [1] були одержані дані про зміну сили тяжіння на ряді пунктів у Грузії, яка досягла 10—100 *мг* за період близько тридцяти років. Ці розходження інтерпретувалися як результат перетворення речовини в глибинах Землі. Спеціальною гравіметричною експедицією під керівництвом М. П. Парійського провадилися спостереження на 14 пунктах; встановлено, що істотних змін сили тяжіння немає, хоч не було повної впевненості в тому, що старі пункти точно опізнані [10].

За період з 1960 по 1963 рік у Ризі і Ленінграді одержано збільшення сили тяжіння відповідно $0,6 \pm 0,36$ і $0,6 \pm 0,21$ *мг* відносно Москви. Цей факт, безсумнівно, цікавий, але потребує перевірки, тому що одержані значення не набагато перевищують точність спостережень.

З 1963 р. Інститутом геофізики АН УРСР вивчаються неперіодичні варіації сили тяжіння на території України. По ряду профілів встановлена зміна сили тяжіння, яка не може бути пояснена помилками спостережень, а зумовлена існуванням неперіодичних варіацій [89].

Незважаючи на факти, які свідчать про існування неперіодичних варіацій сили тяжіння, реєстрація їх і тепер дуже складна. На думку дослідників, величина зміни сили тяжіння, пов'язана з процесами в глибинах Землі, дуже мала і її виявлення потребує високоточної апаратури — гравіметрів з точністю 0,01 *мг* і більше.

Часові варіації геомагнітного поля. Багаторічними спостереженнями встановлено, що елементи земного магнітного поля змінюються в часі. Вектор вікових варіацій δH_v є геометричною сумою кількох векторів:

$$\delta H_T = \delta H_c + \delta H_a + \delta H_e + \delta H_w, \quad (5)$$

де δH_c — вектор варіацій, пов'язаний з процесами, що відбуваються на межі ядро—оболонка; δH_a — аномальний вектор,

викликаний зміною намагніченості гірських порід; δH_e — вектор варіацій, створюваних зовнішніми струмами в іоносфері; δH_w — варіація, зумовлена західним дрейфом [115]. Зміна середньорічних значень того або іншого елемента протягом року називається віковим ходом. Віковий хід визначається як різниця між середньорічними значеннями елемента для двох епох, поділена на проміжок часу між цими епохами.

Для вивчення процесів, що відбуваються в земній корі і верхній мантії і які зумовлюють сучасні рухи (землетруси і вулканізм), важливо знати аномалії вікового ходу, тобто ті зміни постійного магнітного поля Землі, які безпосередньо пов'язані з корою (δH_a).

Гірські породи земної кори, намагнічуючись головним геомагнітним полем ядра, створюють власне магнітне поле. На поверхні Землі ми спостерігаємо суму цих двох полів — постійне магнітне поле і так зване змінне магнітне поле, створене електричними струмами в іоносфері. Методи гармонічного аналізу дозволяють поділити ці три основні складові.

Які причини існування аномалій вікового ходу? Які процеси можуть викликати локальні зміни магнітного поля?

На намагнічення гірських порід істотно впливає температура. Фазові, поліморфні переходи і хімічні перетворення речовини верхньої мантії створюють безперервні зміни теплового режиму Землі. Намагнічення гірських порід визначається температурою Кюрі, вище якої феромагнетики втрачають свої магнітні властивості. Таким чином, існує поверхня нульового намагнічення, нижче якої звичайного намагнічення немає. Ця поверхня ніколи не буде ізотермічною, тому що точка Кюрі феромагнітних мінералів залежить не тільки від температури і речовинного складу гірських порід, а й від тиску, що розвивається в надрах Землі.

Припускалося, що на глибинах 30—40 км температура перевищує точку Кюрі, і аномальну частину геомагнітного поля більшість геофізиків пов'язувала з магнітністю верхньої частини кори. Той факт, що під океанами межа верхньої мантії знаходиться на глибинах 5—20 км і температура на її поверхні і у верхніх частинах становить лише 150—300°, не враховувався. Якщо врахувати цю обставину, то можна припустити, що загальний об'єм намагнічених порід кори в деяких частинах Землі збільшується за рахунок речовини мантії.

Зміщення положення поверхні нульового намагнічення в зв'язку зі зміною температурного режиму змінюватиме глибину залягання шару речовини з найвищими магнітними властивостями і викликатиме збільшення або зменшення об'єму намагнічених порід. Це, в свою чергу, буде причиною зміни магнітного поля на поверхні Землі.

Такі теоретичні положення вже підтверджуються експери-

ментальними дослідженнями у вулканічних областях в тому випадку, коли відбувається підняття магми до поверхні.

Починаючи з 1961 р. спільними зусиллями ЛВ ІЗМІР АН СРСР, ІФ і ІЗМІР СВ АН СРСР вивчаються аномалії вікового ходу на Камчатці [77]. Одержані в результаті повторних спостережень елементів геомагнітного поля локальні аномалії вікового ходу фіксують глибинні високотемпературні осередки. Знак аномалії свідчить про втрату або набуття намагнічення і тому може служити індикатором розігріву або остигання порід. Очевидно, в майбутньому такі дослідження дозволять детально вивчити режим діяльності вулканів і вирішать питання прогнозу вивержень.

Не менш важливим фактором, який може змінити намагнічення речовини Землі, є тиск. Експериментальними дослідженнями радянських і зарубіжних вчених [29, 45, 130] доведено, що магнітні властивості змінюються під дією механічних напружень. Явище магніострикції і протилежний магнітопружний ефект примушують вважати, що при інтенсивних тектонічних процесах, зокрема при нагромадженні напружень на будь-якій ділянці земної кори при підготовці землетрусу, повинна мати місце і зміна намагнічення гірських порід. Це припущення справедливе лише при умові, коли нагромадження напруг відбувається вище поверхні Кюрі.

Вперше проблема зв'язку магнітних і сейсмічних явищ виникла в середині минулого століття: було відмічено, що багато землетрусів супроводиться магнітними збурюваннями.

Особливо інтенсивно цими питаннями займалися японські геофізики, які намагалися знайти фізичні передумови прогнозування землетрусів. У 1938 р. в Японії на острові Хоккайдо в районі озера Куттуяро відбувся землетрус, глибина осередку якого була не більше 10 км. Через кілька днів після землетрусу була виконана магнітна зйомка ΔZ , по якій виявлена аномалія величиною ± 1000 гамм. Проведена через рік повторна магнітна зйомка ΔZ на цій площі показала, що негативні значення стали збільшуватися, а позитивні — зменшуватися [58].

Відомі результати виміру сейсмомагнітного ефекту в районі тектонічного розлому (штат Невада, США) [118]. За час спостережень зафіксовано кілька землетрусів, які супроводились аномаліями на магнітному записі.

Перед сильним землетрусом на Алясці 27 березня 1964 р. відмічена серія магнітних збурень. Зафіксовано шість різких позитивних аномалій з амплітудою від 9 до 100 гамм. Можна припускати, що найімовірнішою причиною збурень є різка зміна статичних навантажень у земній корі в період, що передує землетрусу [108].

М. О. Івановим і В. О. Шапіро оцінені зміни магнітного поля на підставі вивчення магнітних властивостей гірських по-

рід при змінних навантаженнях у лабораторних умовах. Для підтвердження одержаних результатів виконувались експериментальні дослідження з штучними вибухами. Встановлено, що в момент штучного землетрусу магнітне поле над аномалією, в районі якої зроблено вибух, необоротно змінюється. Одержану зміну магнітного поля можна зафіксувати сучасною апаратурою [75].

Таким чином, хоч можливість передбачення землетрусу за магнітними спостереженнями ще не доведена, наявність сейсмамагнітного ефекту настільки очевидна, що дальшими зусиллями вчених ця проблема буде вирішена.

Найбільш цікавими роботами по виявленню аномалій вікового ходу на території Радянського Союзу є дослідження, що виконуються ІЗМІР АН СРСР протягом останніх двадцяти років у Середній Азії [74]. Знайдені дві аномалії вікового ходу, інтенсивність яких (40 гамм) приблизно в чотири рази перевищує можливу сумарну помилку повторних спостережень. Обидві аномалії приурочені до місць, де маршрути перетинають два розломи, глибини яких, за геологічними даними, 20 км. Найімовірнішою причиною виявлення аномалій вікового ходу могла бути зміна внутрішнього тиску і як результат цього — зміна намагніченості порід земної кори.

На підставі сказаного можна зробити висновок про можливість вивчення сучасних рухів земної кори інструментальними методами, багаторічними повторюваними спостереженнями варіацій фізичних полів на закріплених пунктах. Другим джерелом інформації, що дозволяє проникнути в таємниці будови земної кори, є результати глибинних сейсмосондувань, гравіметричних і магнітних зйомок, магнітно-телуричних досліджень. Без такого комплексного геофізичного вивчення району навряд чи можлива успішна інтерпретація даних повторного нівелювання і варіацій геофізичних полів.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ МЕТОДИ

Тепер геолого-геоморфологічні методи використовуються переважно не для вивчення самих сучасних рухів, а для розкриття того історичного і структурного фону, на якому вони розвиваються. Вивчається, з одного боку, геологічна структура і, зокрема, ті її особливості, які істотні для вияснення динаміки земної кори (розломи, по яких відбуваються відносні зміщення блоків, неоднорідність будови земної кори, ступінь її ізостатичної зрівноваженості та ін.), і з другого — тектонічні рухи, які передували сучасним рухам і проявилися в більш або менш близький до них період часу (в неогені і антропогені, особливо в голоцені).

В першому випадку часто досить скористатися тими геологічними матеріалами, які вже є по даній території. Відомості ж про найновіші, і особливо про наймолодші — голоценові, — рухи земної кори одержують при спеціально поставлених польових дослідженнях.

Методика виявлення молодих тектонічних рухів докладно розглянута Ю. О. Мещеряковим [70]. Він звертав особливу увагу на дослідження руслових ерозійно-аккумулятивних процесів, яке ґрунтується на такому комплексі методів: 1) аналізі поздовжніх профілів річок і спектрів річкових терас (виділення аномальних ділянок поздовжнього профілю річки, тобто ділянок, які мають більше падіння, ніж ділянки, розташовані безпосередньо вище по річці; виявлення відхилення спектрів терас від нормального спектра); 2) вивченні фацій і потужності заплавної алювію (встановлення динамічної фази розвитку заплави, за В. В. Ламакіним [56], відношення потужності алювію до нормальної, за Є. В. Шанцером [108]); 3) вивченні фацій і потужності алювію терас (з'ясування співвідношення між будовою заплави і терас, встановлення динамічних фаз формування алювію терас); 4) зіставленні різночасових карт і аерофотознімків (виявлення змін, що відбулися в будові русла і заплави).

Оскільки рухи земної кори побічно відбиваються на сучасних рельєфоутворюючих екзогенних процесах (коливання рівня ґрунтових вод і як результат — заболочення або осушення території, розвиток зсувів, карстоутворення тощо), дані про ці останні також повинні враховуватися при вивченні сучасних рухів.

М. П. Костенко [49] вважає найголовнішими факторами, що визначають становлення структурних форм у рельєфі, напрямом, рівномірністю та інтенсивністю рельєфоутворюючих рухів. Ним складена таблиця, в якій показана залежність екзогенних процесів від вказаних факторів (табл. 1).

Найхарактернішими показниками молодих і сучасних рухів локальних структур, за С. К. Гореловим [21], є збільшення висоти і кількості уступів поверхні заплави, скорочення потужності заплавної відкладів, поява ерозійно-аккумулятивних (цокільних) заплави (у межах антикліналей) і зниження висот та розширення поверхні заплави, збільшення потужності і дрібноземлистий склад заплавної алювію (в межах синкліналей).

Вивчення сучасних рухів у горах має свої особливості. Так, для Уралу В. П. Трифонов [100] наводить такі основні геоморфологічні ознаки сучасних рухів, що спостерігаються на межиріччях, на схилах гір і горбів біля їх підніжжя: а) розростання кам'яних розсіпів, осипів і активізація руху курумів, особливо в середньогірних ділянках Північного і Південного Уралу; б) розростання ярів і нарощування конусів виносу в тимчасові

Таблиця 1

Нахили земної поверхні залежно від екзогенних процесів (рельєфоутворюючих рухів)	Характер екзогенних процесів, зумовлених становленням структурних форм у рельєфі
<i>Напрямок рухів</i>	
Підняття	Денудація, збільшення глибини загального зрізу
Опускання	Акумуляція, зменшення глибини загального зрізу
Зміна знаку в різних комбінаціях	Стан динамічної рівноваги. Перевага денудації або акумуляції залежно від сумарного результату рухів
<i>Рівномірність рухів</i>	
Рівномірні	Формування нахилів земної поверхні, постійних або таких, що одноманітно змінюються
Нерівномірні	Формування різних нахилів земної поверхні, їх поховання в області акумуляції або підняття в області денудації
В часі — прискорення або сповільнення	Зміна інтенсивності розчленування
В просторі — територіальне поширення	Розширення або скорочення областей з певним режимом підняття, прогинання або нейтральних ділянок
<i>Складність рухів</i>	
Прості	
Направлені	Стійкий характер екзогенних процесів, який визначає обрис рельєфу. Характер екзогенних процесів, що періодично змінюються. Обрис рельєфу визначається сумарними рухами
Колівальні	
<i>Інтенсивність рухів</i>	
Від слабкої до помірної	Акумуляція і денудація повністю або майже повністю знищують структурні форми, що розвиваються
Від помірної до значної	Акумуляція і денудація досягають максимальної інтенсивності, але не знищують структурні форми, що розвиваються
Від значної до максимальної	Різка відставання акумуляції і денудації від процесу становлення структурних форм (виникнення ярусного рельєфу, типу сиртів Тянь-Шаню і плоскогір'їв Тибету і Паміру)

вих потоках і таких, що перемешуюються; в) оживлення карсту і суфозії та викликаних ними зсувних процесів.

У річкових долин фіксуються: а) асиметрія заплав та їх різке звуження; б) нерівноважність поздовжніх профілів річок і поверхні заплав при збільшенні нахилів в 3—5 разів і більше у суміжних ділянок; в) розвиток в руслах річок галькових і валунчастих переكاتів, а іноді і невеликих порогів; г) часте ви-

прямлення меандр, врізання русел річок у скальні породи і перетворення низьких терас, включаючи заплаву, в цокольні утворення. Нерідкі також випадки скорочення площі водного дзеркала озер і розвиток на їх пляжах піднятих берегових валів [100].

До геологічних ознак сучасних рухів, крім згаданих (зміни фацій і потужності алювію заплави і русла та ін.), Трифонов відносить також зростання крупності уламків у гравітаційних відкладах і підсилення процесів соліфлюкації в районах активних підняття і збереження давніх кір вивітрювання на відносно піднятих ділянках у районах сучасних опускань.

Отже, молоді (голоценові) і сучасні рухи земної кори відображаються в ряді геологічних і геоморфологічних явищ. На континентах найповніше і універсально вони проявляються в діяльності річок. Водний потік дуже чутливо реагує на найнезначніші зміни нахилу поверхні — змінюються напрямки і швидкість течії річки, в результаті чого змінюються поздовжній профіль русла, ерозійна діяльність річки та умови утворення алювію. Залежно від характеру руху поверхні змінюються потужність, будова і фаціальний склад алювію. Показові зміни, які відбуваються в прибережній смузі морів і океанів. Так, від сучасних рухів залежить характер профілю берегових валів, підводного берегового схилу і склад та потужність прибережних морських відкладів [42].

Вказані вище геологічні і геоморфологічні процеси і явища, які наводяться авторами як показники сучасних рухів, є якісними ознаками. Це індикатори рухів, роль яких дуже важлива для встановлення поширення рухів різного знаку на земній поверхні. Тепер уже недостатньо обмежуватись одними цими відомостями. Великий і все зростаючий об'єм інформації, який дають інструментальні методи вивчення сучасних рухів, висуває на перший план кількісний показник. Цілком зрозуміло, що для того, щоб сучасні геолого-геоморфологічні процеси могли бути виміряні, потрібне їх точне датування. Використання відносної геохронологічної шкали — тільки перший крок у цьому напрямі, що дозволяє встановити послідовність явищ. Дані про швидкість, з якою вони відбуваються, можна одержати тільки за абсолютною геохронологією. І тут величезне значення має той факт, що для періоду, який охоплює останні 40—50 тисяч років, радіовуглецевий метод дозволяє визначати абсолютний вік гірських порід значно точніше, ніж ті геохронологічні методи, які використовуються для більш віддалених періодів геологічного минулого [85].

Радіовуглецевий метод розкриває великі можливості для кількісної оцінки сучасних геологічних і геоморфологічних процесів. Ці можливості далеко ще не вичерпані. Зокрема, впровадження абсолютної геохронології у вивчення геологічної ді-

яльності річок створить умови для безпосередньої ув'язки найновіших рухів земної кори, що відбувалися в голоцені, з тими, які вимірюємо тепер. А це, в свою чергу, повинно привести до встановлення деяких невідомих ще основних величин (період, амплітуда тощо), які характеризують сучасні рухи.

II. КАРПАТСЬКИЙ ПОЛІГОН ДЛЯ ВИВЧЕННЯ СУЧАСНИХ РУХІВ

Дослідження сучасних рухів на геодинамічних полігонах

Сучасні рухи земної кори настільки складне явище, що вивчити його за допомогою одного методу неможливо. Тільки при комплексному вивченні сучасних рухів з залученням всіх наук про Землю і застосуванням різноманітної методики, а також охоплення дослідженнями найбільшої території можливий прогрес у вирішенні цієї актуальної проблеми. Обидві ці умови прийняті до уваги при вивченні сучасних рухів у багатьох країнах Європи і Америки.

Існують десятки полігонів, спеціально призначених для дослідження сучасних рухів земної кори, і кількість їх з кожним роком збільшується. На цих полігонах єдиний меті підпорядковані геологічні, геоморфологічні, геодезичні, геофізичні та інші дослідження. Кожний науковий напрям включає кілька видів досліджень і вимірів. У СРСР створені Кольський, Карпатський, Кримський, Баскунчацький, Ленінаканський, Ашхабадський, Гармський, Талгорський, Ташкентський, Алма-Атинський, Байкальський, Камчатський, Курільський та інші полігони. Координацію робіт на них здійснює Інститут фізики Землі Академії наук СРСР.

Обширний і надзвичайно цінний матеріал дають рівномірні спостереження, які ведуться на численних мареографічних станціях, розташованих на узбережжі морів та океанів. При вивченні горизонтальних рухів (дрейф континентів) вирішальне слово належить астрономії. Свій вклад у вивчення сучасних рухів вносять інші науки — археологія, історія, географія (картографія), фізика (радіоактивні методи).

Програма робіт на геодинамічних полігонах була рекомендована Ю. Д. Буланже в доповіді на IV Міжвідомчій нараді по вивченню сучасних рухів (Таллін, 1964 р.), а також в опублікованій пізніше статті [11], звідки ми її повністю запозичуємо.

1. Високоточні геодезичні виміри, в результаті яких повинні бути одержані кількісні дані, що характеризують швидкість вертикальних і горизонтальних рухів та їх зміни в часі.

2. Геоморфологічні роботи, завданням яких є вивчення вертикальних рухів у найновіший час, а також ретельне обстеження місць закладень геодезичних знаків з тим, щоб виключити

можливість використання знаків, які відображають тектонічні процеси.

3. Геологічне обстеження з метою збору більш детальної інформації про геологічну будову району, яка повинна полегшити інтерпретацію одержуваного матеріалу.

4. Проведення комплексу геофізичних робіт, що включає глибинне сейсмічне і магнінотелуричне зондування, детальні гравіметричні і магнітні зйомки для визначення глибини і характеру залягання границі Мохоровичича, а також найповніше вивчення будови земної кори в районі полігону.

5. Проведення геотермічних досліджень для встановлення величини теплового потоку, що йде з надр Землі і її поверхні.

6. Вивчення сейсмічного режиму за допомогою розгортання тимчасової або стаціонарної сітки сейсмічних станцій з одночасним вимірюванням деформацій і нахилів.

7. Проведення спеціальних високоточних спостережень за віковими змінами сили тяжіння і елементів магнітного поля Землі.

Слід зауважити, що на деяких полігонах, зокрема на Карпатському, завдання геологічних і геоморфологічних досліджень в зв'язку з вивченням сучасних рухів розуміються дещо ширше.

Найскладнішою частиною програми робіт на полігонах є дослідження, спрямовані на виявлення зв'язку між сучасними рухами земної кори і зміною геофізичних полів. На відміну від вивчення сучасних рухів, за готовою методикою і спеціальною апаратурою аналогічні геофізичні дослідження провадяться без розробленої методики і здійснюються апаратурою, яка не має необхідної точності. В зв'язку з цим особливий інтерес набуває досвід геофізичних досліджень на тих геодинамічних полігонах, де вони систематично ведуться і де вже одержані перші результати. Такими полігонами є Байкальський і Ашхабадський.

Байкальський геодинамічний полігон [104]. Полігон організовано в 1966 р. Інститутом геології і геофізики СВ АН СРСР у районі переходу від Сибірської платформи до сейсмоактивної зони Байкальського рифту.

Поряд із звичайним вивченням повільних вікових змін гравітаційного, магнітного поля і рухів земної поверхні повторними спостереженнями на Байкальському полігоні ставиться завдання просторового вивчення аномалій від тіл різної глибини систематичними і безперервними спостереженнями з кількадечним повторенням. Очевидно, це дасть можливість дослідити реакцію збурюючих тіл на дію глибинних тектонічних сил, які проявляються в зміні у часі щільності, намагніченості і форми збурюючих мас.

Ці дослідження ведуться в зоні найбільшої сейсмічної активності Байкальського рифту, де розвинуті інтрузії ультраосновного складу різної глибини залягання.

Передбачається, що для прогнозу землетрусів у період їх підготовки можна буде використати швидкі зміни конфігурації аномальних полів, пов'язаних із змінами властивостей речовини кори і верхньої мантії.

Перші результати одержані при вивченні зміни магнітного поля перед землетрусом 30 серпня 1966 р. в південній частині озера Байкал. Визначена різниця в синхронних записах магнітоваріаційних станцій, одна з яких встановлена поблизу епіцентра землетрусу, а друга — за 150—200 км від нього.

В програму робіт включені дослідження змін електричних і сейсмічних параметрів після сильних землетрусів. Інститут геології і геофізики СБ АН СРСР розробляє так звану кореляційну модель інтерпретації гравітаційних і магнітних аномалій, за якою встановлюється залежність між часовими змінами магнітного (гравітаційного) потенціалу швидкості рухів і зміною форми, намагніченості (щільності) збурюючого тіла.

Ашхабадський полігон [54]. Комплексні дослідження на полігоні ведуться з 1963 р. Інститутом фізики Землі і атмосфери АН Туркменської РСР на території північної частини складчастої споруди Копет-Дагу, крайового прогину і південної частини епігерцинської платформи. Територія полігону характеризується великою інтенсивністю і високим значенням градієнта сучасних рухів, гравітаційних і магнітних аномалій, а також високою сейсмічністю.

Роботи на полігоні привертають увагу в зв'язку з тим, що протягом ряду років тут ведуться повторні спостереження над змінами геофізичних полів і рухами земної кори.

Різниця встановлених значень сили тяжіння тільки в деяких пунктах досягає 0,10—0,15 мгл, в основному ці відхилення лежать в межах точності вимірів ($\pm 0,02$ — $0,04$ мгл). Повторними спостереженнями повного вектора напруженості геомагнітного поля виявлені аномалії вікового ходу, які при середньоквадратичній помилці поодинокого виміру $\pm 1,5$ гамм не перевищують 5 гамм.

Хоч ці дані недостатні для будь-яких висновків і інтерпретації, цінність їх полягає в тому, що вони показують, наскільки важко виявити вікові варіації фізичних полів, і вимагають особливо гостро ставити питання про підвищення точності подібних робіт.

МІСЦЕПОЛОЖЕННЯ ПОЛІГОНУ І СІТКА ВІКОВИХ РЕПЕРІВ

Вивчення сучасних рухів у Карпатах зосереджено на спеціально вибраній для цього території (полігоні). Карпатський полігон створений у 1966 р. Львівським філіалом Інституту геофізики АН УРСР. Він розташований в південно-західній части-

ні Радянських Карпат, на кордоні з Чехословаччиною, Польщею, Угорщиною і Румунією, і охоплює територію, де контрастно і різко диференційовано проявилися найновіші, зокрема антропогенні, рухи земної кори. Тектонічна активність залишалася

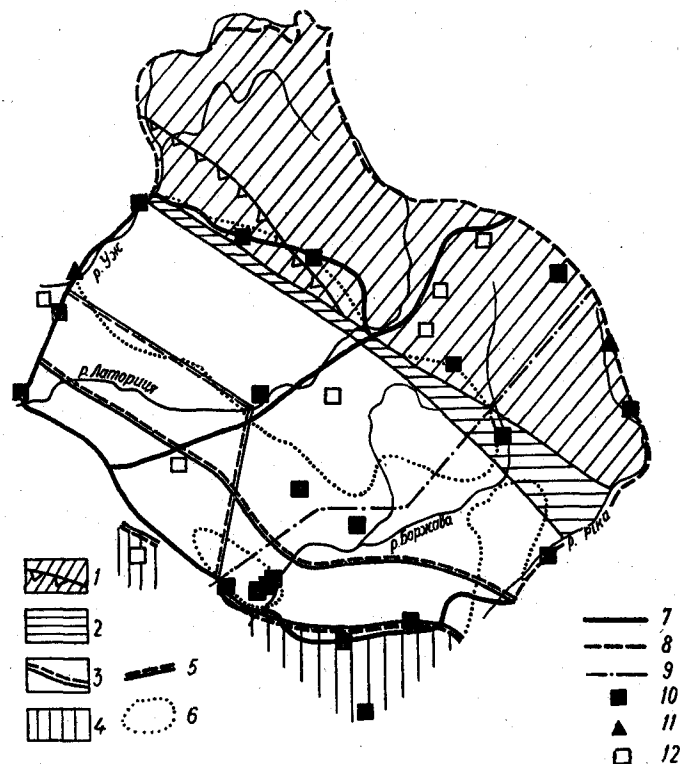


Рис. 1. Схема Карпатського полігону:

1 — флішева зона (виділено Магурський покрив); 2 — зона скель (Перипенінський і Альдемирівський глибинні розломи); 3 — Закарпатський внутрішній прогин (виділена Берегівська горстова зона); 4 — Панонська депресія; 5 — скиди; 6 — контур Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта і Берегівського горбогір'я; 7 — лінії повторного нівелювання; 8 — те ж, заплаковані; 9 — профіль ГСЗ; 10 — універсальний репер; 11 — сейсмічні станції; 12 — гравітаційний репер.

ся характерною для даного району і в голоцені, а тепер вона позначається достатньо високою сейсмічністю.

Карпатський полігон охоплює територію з гірським і рівнинним рельєфом. Він обмежений лінією Чоп—Ужгород—Перечин—Ужок—Воловець—Міжгір'я—Хуст—Берегове—Чоп (рис. 1). Враховуючи, що це достатньо обширний простір, великий полігон розбитий на менші, на яких можна буде вирішувати самостійні завдання.

Полігон включає головні тектонічні одиниці південно-західного схилу Карпат і Закарпатського внутрішнього прогину, а також зони найновішого вулканізму. В нього входить найактивніша неотектонічна зона флішевих Карпат (Полонинська), де в неогені і антропогені вертикальні коливальні рухи досягли максимального значення і сформувався найбільш високогірний рельєф [23]. На південь, на краю смуги флішу, виступає край Магурського покриву Західних Карпат. Ще більш на південь знаходиться відрізок надзвичайно своєрідної за структурою зони Скель, яка збігається з глибинним розломом [27]. Цей розлом на межі гір і прогину є найважливішою сеймотектонічною зоною: тут розташовані епіцентри найбільш сильних і частих землетрусів; розлом являє собою ніби вісь полігону, перетинає його з заходу на схід, де роздвоюється. До полігону належить район максимального найновішого прогинання земної кори в Карпатах — плейстоценова Чопська западина в західній частині Закарпатського прогину, заповнена товщею алювію потужністю до 500 м. Край полігону охоплює Берегівську зону міоценових розломів і вулканізму, що має горстову будову. В його межах проходять розривні порушення, по яких в пізньому пліоцені — еоплейстоцені відбувались виливи лав Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, а також конседиментаційні розломи, що обмежують Чопську западину.

Через Карпатський полігон проходять залізничні лінії, вздовж яких в минулому провадилося нівелювання I і II класу, полігон включає триангуляційну сітку I класу, тут розташовані дві сейсмічні станції («Ужгород», «Міжгір'я»). Велике значення має та обставина, що посередині полігону проходить міжнародний профіль ГСЗ (глибокого сейсмічного зондування) [92]. Істотно також, що на цій території Львівський політехнічний інститут створює свій полігон для вивчення особливостей і методики геодезичних робіт в гірських умовах (роботи розпочалися в 1967 р.).

Основою для повторних геодезичних вимірів і спостережень за змінами геофізичних полів на території Радянських Карпат на полігоні і за його межами буде служити сітка вікових бетонних реперів.

Гравітаційні репери. Аналіз неотектоніки Карпат і одержаних кількісних характеристик сучасних вертикальних рухів земної кори показав, що найпридатнішими місцями постановки спостережень за віковими варіаціями сили тяжіння будуть такі, які утворюють профіль з ряду пунктів, що перетинає вхрест простягання геоструктурні елементи. Очевидно, більш рухомих геоструктурним елементам відповідатимуть більші амплітуди вертикальних деформацій, а отже, і більші варіації сили тяжіння.

Найвигіднішим напрямком для закладання сітки вікових гравітаційних реперів є профіль Золочів—Батеве. Головна пере-

вага профілю в тому, що він збігається з трасою повторного нівелювання, а паралельно йому проходить профіль глибинного сейсмічного зондування.

Тому що між кривими швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори і геологічною структурою звичайно існує корелятивний зв'язок, площадки для закладання вікових гравітаційних реперів вибиралися в районах максимальних значень вертикальних рухів у межах кожного великого блоку (тектонічної зони) в безпосередній близькості від геодезичних знаків.

Площадки для закладання реперів відповідають необхідним інженерно-геологічним умовам, забезпечують локальну постійність геофізичних полів і характеризуються відсутністю промислових перешкод.

У 1965 р. було закладено 16 вікових гравітаційних реперів [95]. Чотири репери (пункти Золочів, Куровичі, Львів і Бродки) розташовані в південно-західній частині Руської платформи; двадцять — в геосинклінальній області Карпат: в Передкарпатському передовому прогині — пункти Пукиничі (зовнішня зона) і Дуліби (внутрішня зона); в Складчастих Карпатах — пункти Н. Синьовидне і Гребенів (Скибова зона), Тарнавка і Воловець (Сілезька зона), Оса (Дуклянська зона) і Сасівка (Дусинська підзона); в Закарпатському внутрішньому прогині — пункти Вільховиця (вулканічне Вигорлат-Гутинське пасмо) і Горонда (Чопська плейстоценова западина); в крайовій частині Великої Угорської западини — Липове.

Через пункти Львів, Куровичі і Золочів Карпатський регіональний профіль зв'язується з широтним профілем Львів—Київ—Полтава—Харків, де останній профіль також зв'язується з субмеридіональним профілем Курськ—Сімферополь і Кримським геофізичним полігоном, спостереження на яких ведуться загонами гравіметричної експедиції відділу глибинних процесів Землі і гравіметрії Інституту геофізики УРСР [89].

Для зв'язку профілів України з аналогічними профілями на територіях Угорської Народної Республіки і Чехословацької Соціалістичної Республіки [125] нами закладені два вікових гравітаційних репери в пунктах Липове і Ужгород.

Універсальні репери. В 1966 р. у конструкцію вікового знаку були внесені зміни: на лицьовому боці чавунна плита була замінена алюмінієвою і встановлено схований латунний репер із сферичною голівкою (рис. 2). Таке удосконалення дозволяє включати знаки в нівелірну сітку і провадити на них спостереження за віковими варіаціями геомагнітного поля.

Вибору місць для закладання універсальних реперів передувала рекогносцировка з метою виключити можливість впливу на репер несприятливих інженерно-геологічних умов і електромагнітних перешкод.

Всього на трасах повторного нівелювання I класу, яке проектується, на території Закарпаття було закладено 19 універсальних бетонних знаків: в Складчастих Карпатах — пункти Келечин і Вучкове (Сілезька зона), Оленьове і Росош (Дуклянська зона), Ракове (Магурський покрив), Перечин і Довге (зона Скель); в Закарпатському внутрішньому прогині — пункти Мі-

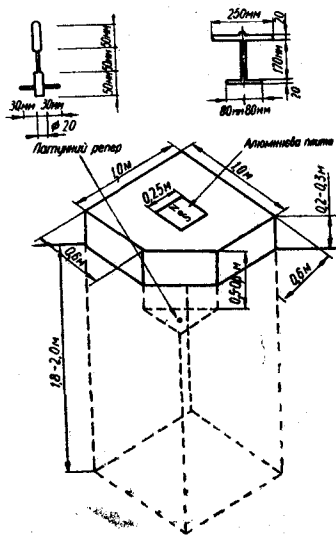


Рис. 2. Конструкція вікового бетонного репера для комплексного вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори:

I — розріз латунного репера; II — розріз алюмінієвої плити.

най, Підгоряни, Макарове і Камінське (Чоп-Мукачівська западина), Липча (Солотвинська западина); Берегове, Мужієве (на Великій Берегівській горі) і Нове Село (Берегівська горстова зона); в крайовій частині Великої Угорської западини — пункт Дякове.

ДОСЛІДНА ШТОЛЬНЯ

У зв'язку з високоточними геодезичними вимірами в Карпатах ставиться питання про вплив нетектонічних факторів на стійкість вікових реперів універсального типу.

За результатами повторного нівелювання зміщення репера прийнято розглядати як амплітуду руху земної кори за час, що відділяє один вимір від іншого. Але чи дійсно уловлене зміщення викликане одними тектонічними силами? Таке питання виникало неодноразово. Існують локальні (неоднакові властиво-

сті ґрунтів, технічна діяльність людини тощо) і регіональні видні причини, які можуть впливати на відносні зміщення реперів. Перші легко врахувати. Г. І. Леонтьєв [60] називає кілька нетектонічних факторів регіонального значення, що можуть викликати рух того поверхневого шару, в якому закладаються геодезичні репери. Це такі довгоритмічні екзогенні процеси, як зміна циркуляційного режиму атмосфери, яка кінцем кінцем призводить до багаторічної мінливості загальної зволоженості рівня підземних вод, а також мінливість їх запасів. Діючи тривалий час, вони здатні викликати такий же кінематичний ефект, як і внутрішні тектонічні сили. Однак вплив зовнішніх процесів з глибиною швидко згасає. Так, нахиломірами встановлено, що на глибині 15 м амплітуда нахилів, викликаних зміною атмосферного тиску, на один порядок менша, ніж на поверхні [8].

Викладене вище змушує шукати способи, за допомогою яких можна було б врахувати і виключити дію нетектонічних факторів на сітку реперів.

З цією метою на Карпатському полігоні ставиться такий дослід. У районі м. Берегового (в околиці с. Мужієвого), на південному схилі Великої Берегівської гори, в 1966 р. закладено три вікових репери: два на схилі, а третій — в спеціально обладнаній штольні на глибині 50 м від поверхні землі і на відстані 80 м від щільно закритого входу. Цей репер знаходиться в умовах постійної температури та вологості і на такій глибині, де дія зовнішніх довгоперіодичних процесів повинна проявлятися значно менше, ніж у поверхневому шарі, де закладені два інших репери. Один з них (124) закладено перед входом в штольню, другий (126) — над репером 126а, встановленим у штольні. Всі три точки характеризуються однаковими ґрунтовими умовами (в даному районі розвинутий тільки щільний вулканічний туф). Це значною мірою викликає відносне зміщення реперів, зумовлене місцевими причинами.

Берегівське горбогір'я має горстову структуру і характеризується високою неотектонічною активністю. Очевидно, що тектонічні посування зміщуватимуть всі вікові репери однаково. Дія ж зовнішніх факторів повинна позначатися переважно на реперах 126а і 124. Зміщення реперів один відносно одного встановлюється нівелюванням I класу, яке провадиться через певні проміжки часу. В штольні поруч з репером 126 встановлені нахиломіри. Припускається, що репер, який знаходиться в штольні в умовах постійної температури і вологості, зможе служити еталоном для виявлення впливу регіональних зовнішніх факторів, які могли б порушити просторове положення репера.

У жовтні 1966 р., через два місяці після закладання знаків, на дослідній ділянці було проведено перше нівелювання. Воно виконувалося нівеліром Н-1 (№ 01010) і комплектом інварних рейок (№ 10138 і 10139).

Таблиця 2

Період запису	Температура, °С	Відносна вологість, %
1967 р.		
26.VI — 3.VII	+11	92
5.VII — 13.VII	+11	80
27.X — 2.XI	+12	92
1968 р.		
5.VII — 11.VII	+ 8	91

При нівелюванні між реперами 126 і 124 застосовувалися сталеві цвяхи (довжиною до 60 мм) з напівсферичною головою, які забивалися в дерев'яні коли. При загальній довжині штольні до 0,1 км було зроблено чотири постановки інструмента з коливаннями плеч від 4,4 до 29,4 м, що дало можливість використати інварні триметрові рейки. Нівелювання в штольні виконувалося при світлі переносних

електричних шахтарських ламп.

На трасі нівелювання від репера 124 до репера 126а (0,8 км) з перепадом висот до 51, 52 м було виконано 29 постановок інструмента. Як перехідні точки на зарослому лісом схилі використовувалися сталеві костилі (довжиною 250 і діаметром 20 мм), які закріплювалися тільки в стійких ґрунтах, для чого знімався ґрунтово-рослинний шар глибиною до 0,2—0,3 м. У зв'язку з відсутністю видимості навіть у межах фокусування зорової труби (4,2 м) доводилось нівелювати за такою схемою, коли перехідні точки і станції утворювали на схилі дві паралельні лінії.

У 1967 р. в штольні трічі, а в 1968 р. один раз встановлювалися прилади-самописці для виміру атмосферного тиску, температури і відносної вологості (табл. 2).

Повторне нівелювання I класу системи трьох реперів, закладених на південному схилі Великої Березівської гори, в районі штольні виконувалося з 15 по 28 жовтня 1967 р. тими ж інструментами.

Розходження виміряних перевищень між репером 126, закладеним у штольні, і репером 124, що знаходиться перед входом до неї, становить $-0,3$ мм. Різниця перевищень між реперами 126 і 126а досягає $+2,0$ мм. Говорити впевнено про причини зміни перевищень немає підстав, тому що обидва розходження знаходяться в межах можливих помилок вимірів. Максимальне розходження між зворотними ходами першого і другого нівелювання становить $\pm 2,6$ мм, а можлива помилка для всієї лінії дорівнює $\pm 3,2$ мм. Повторне нівелювання передбачалося провести в 1969 р.

III. ОЦІНКА І ВІДБІР НІВЕЛЮВАНЬ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ СУЧАСНИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ НА ТЕРИТОРІЇ КАРПАТ

Територія радянської частини Карпатського району покрита досить густою сіткою ліній нівелювання різного ступеня точності, що прокладені в різні роки XIX і XX ст. геодезичними службами Австро-Угорщини, Польщі, Чехословаччини і Радянського Союзу.

Перші роботи по створенню опорних висотних і планових сіток на території західних областей України були розпочаті в кінці минулого століття Віденським військово-географічним інститутом. За період з 1875 по 1891 р. була побудована нівелірна сітка, складена з п'яти полігонів загальною довжиною 1942,6 км: 1) Батеве—Хирів—Стрий—Батеве, 2) Хирів—Львів—Ів.-Франківськ—Хирів, 3) Пшемисль—Сокаль—Броди—Львів—Пшемисль, 4) Красне—Тернопіль—Чернівці—Ів.-Франківськ—Львів—Красне, 5) Коломия—Ділове—Батеве—Стрий—Коломия. Причому лінії нівелювання першого і п'ятого полігонів оперізують гірську частину Радянських Карпат по периферії в районах прогинів і трічі перетинають їх центральну частину через Ужоцький, Бескидський і Яблуницький перевали.

У 1920—1938 рр. на території Закарпаття основні геодезичні роботи провадилися Празьким військово-географічним інститутом. За цей період було зроблено повторне нівелювання I класу по трасах Ужок—Перечин—Ужгород—Батеве—Хуст—Ділове і Батеве—Свалява—Воловець. Нівелюванням ділянок Перечин—Свалява і Воловець—Міжгір'я—Хуст було закінчено створення двох суміжних полігонів: Перечин—Свалява—Батеве—Перечин і Воловець—Хуст—Батеве—Воловець.

На території Передкарпаття Міністерством шляхів сполучення Польщі в 1926—1938 рр. була створена сітка нівелювання I класу, складена з чотирьох полігонів: 1) Снятин—Ів.-Франківськ—Стрий—Львів—Тернопіль—Снятин, 2) Снятин—Косів—Ворохта—Снятин, 3) Стрий—Хирів—Пшемисль—Львів—Стрий, 4) Пшемисль—Рава-Руська—Львів—Пшемисль.

Після закінчення Великої Вітчизняної війни на території Карпат розпочалися роботи радянських геодезичних організацій. В 1945—1953 рр. був виконаний значний об'єм нівелювання II—IV класів у Передкарпатті, гірській частині Карпат і Закарпатті. В 1954 р. було прокладено нівелювання I класу по лінії Красне—Чоп—Ужгород—Оноківці.

З 1961 р. повторне нівелювання I класу на території Карпат виконується Львівським політехнічним інститутом і Львівським філіалом Інституту геофізики АН УРСР.

Як бачимо, геодезичний матеріал дуже неоднорідний, тому що сітки нівелювання виконані різними за точністю методами, в різні роки, через неоднакові проміжки часу. Тому з метою встановлення придатності цього матеріалу для вивчення сучасних рухів земної кори необхідно його проаналізувати і дати об'єктивну оцінку для того, щоб при обчисленні абсолютних і відносних значень швидкості були використані досить певні дані.

Основні принципи оцінки і відбору геодезичних даних для вивчення сучасних рухів земної кори найповніше викладені в монографії «Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР» [90].

Австро-угорське нівелювання 1873—1896 рр. Це нівелювання виконувалося в строгій відповідності з рішеннями другої Європейської геодезичної конференції, що проходила в 1867 р. в Берліні, на якій були вироблені міжнародні рекомендації і вимоги до точного нівелювання.

Нівелірна сітка Австро-Угорщини складалася з 57 полігонів [116]. У загальну нівелірну сітку були включені всі водомірні пости, метеорологічні станції і пункти триангуляції. Лінії нівелювання закріплювалися тільки стінними знаками. Стінні марки закладалися в капітальних спорудах (костелах, ратушах, будинках вокзалів) у середньому через 5,9 км. Вузлові пункти теж закріплювалися марками.

Стінні реperi закладалися у водопропускних спорудах, мезових стовбах, прикордонних каменях.

Вся обширна нівелірна сітка Австро-Угорщини, що прокладалася по брівках залізничних магістралей і шосе, спиралася на сім фундаментальних марок, встановлених на виходах корінних порід (гранітах, базальтах і андезитах) в місцях, вказаних Державним геологічним інститутом.

За вихідну рівневу поверхню була прийнята поверхня, яка збігалася з середнім рівнем Адріатичного моря, введена за результатами обробки однорічних спостережень за 1873 р. на мареографічній станції на молу Сарторіо в Трієсті.

Для виконання точного нівелювання Віденським воєнно-географічним інститутом використовувалися вісім інструментів фірми Штарке—Каммерер, виготовлених у 1872—1875 рр. До кожного з них була прироблена зорова труба, виготовлена з сталі, з висувним окуляром системи Рамодена, яка могла повертатися на 180° навколо геометричної осі і перекидатися в лагерах підставок. Зорова труба мала об'єктив діаметром 35 мм з фокусною відстанню 34 см; збільшення труби для окремих інструментів становило 27,5—32,5.

Нівелір мав два циліндричних рівні. Один з них—накладний, більш чутливий, з ціною поділки від 4 до 7", встановлювався на

цапфи зорової труби. Поділки його шкали зростали в обидва боки від нуля-штриху. При такій конструкції відрхунку кінців пухирець накладеного рівня був слабо захищений від зовнішніх впливів. Другий рівень був жорстко скріплений з підставками труби. Інструмент мав елеваційний гвинт.

Для відліків по рейці служила сітка, яка складалася з однієї вертикальної і трьох горизонтальних ниток. Середня горизонтальна нитка, в свою чергу, складалася з двох павутинних ниток з відстанню 0,07 мм.

Коромисло разом з підставками, рівнем і зоровою трубою кріпилося на алідаді, на якій знаходився також верньєр з мікроскопом для відліків за горизонтальним кругом-лімбом. Точність верньєра — хвилина.

Підставка інструмента мала два підйомних гвинти для приведення його в горизонтальне положення.

Нівелір кріпився на штативі, головка якого являла собою тригранну призму, що закінчувалася циліндром. У гранях призми були болти, за допомогою яких притягувалися барашками до головки три ніжки.

В період з 1872 по 1880 р. дослідження накладних рівнів були епізодичними. З 1881 р. ціна поділок визначалася двічі на рік на екзаменаторі фірми Штарке—Каммерер.

При австро-угорському нівелюванні використовувалися триметрові рейки фірми Штарке—Каммерер, виготовлені з сухої витриманої ялини. Ширина рейок 8,5 см, товщина — 6,5 см. Вони були двобічні, шашкові, з поділками через 1 см. На правому боці кожної з шкал були нанесені цифри, що означали поділки, які зростали знизу вверх. На першій шкалі рейки були підписані дециметрові поділки від 0 до 29, на другій — від 30 до 59.

Обивкою кінця кожної рейки служила стальна п'ятка, що мала сферичне заглиблення. На бокових гранях рейки кріпилися дві рукоятки і латунна площадка, яка служила підставкою для встановлення круглого рівня.

Підвісна реечка довжиною 1,2 м також виготовлялася з сухої витриманої ялини. На її грані наносилися дві міліметрові шкали з оцифрованою сантиметрових поділок, що зростали вниз і вверх від нуля, який збігався з центром отвору для штифта.

Довжина метра кожної з шкал рейки виводилася як середнє його значення з двох вимірів. Твердого регламентування кількості контрольних визначень метрових інтервалів протягом року не було. В середньому вони провадилися два рази на рік: весною і восени. Поправки в довжину метра були значними. В процесі нівелювання зміни довжини метрових інтервалів дерев'яних рейок під впливом зміни вологості і температури між датами весняного і осіннього еталонування досягли 0,1 мм.

Для еталонування рейок використовувався латунний метр Віденського воєнно-географічного інституту, виготовлений фір-

мою Штарке—Каммерер у 1875 р. Довжина його становила 1028, ширина — 23,35 і товщина — 10,50 мм. Поділki наносилися через 1 мм. Мікроскоп з ноніусом дозволяв робити відлік з точністю 0,05 мм.

За весь період створення нівелірної сітки нормальний метр Віденського воєнно-географічного інституту тричі порівнювався з іншими еталонними геодезичними мірами: 1) австрійським державним еталоном у 1876 р., 2) швейцарським триметровим еталоном у Берні в 1879 р., 3) бронзовим еталоном Бюро мір і ваг у Бретейлі в 1887 р.

Таким чином, австро-угорське нівелювання 1873—1896 рр. мало надійний метрологічний зв'язок з міжнародним метром, а це було дуже важливо, тому що нівелювання виконувалося також у гірських районах, де однозначні перевищення простежуються на багато десятків кілометрів.

Як перехідні точки використовувалися масивні башмаки з кованого заліза вагою до 9—10 кг, що мали прилипок з сферичною головою. Ніжки башмаків щільно втоплювалися в ґрунт. Точне нівелювання Австро-Угорщини виконувалося по одній парі башмаків у прямому і зворотному напрямках.

Порядок спостережень і контроль на станції був такий:

1) приведення інструмента в горизонтальне положення, встановлення труби з рівнем у лагерах підставок; 2) відлік за накладним рівнем; 3) відлік за трьома горизонтальними нитками по I шкалі (чорній) задньої рейки; 4) відлік за накладним рівнем; 5) поворот труби навколо геометричної осі; 6) відлік за накладним рівнем; 7) відлік за трьома горизонтальними нитками по II шкалі (червоній) задньої рейки; 8) відлік за накладним рівнем; 9) контроль середніх відліків за обома шкалами задньої рейки відносно висот їх нулів; 10) відлік за накладним рівнем; 11) відлік за трьома горизонтальними нитками по II шкалі (червоній) передньої рейки; 12) відлік за накладним рівнем; 13) поворот труби навколо геометричної осі; 14) відлік за накладним рівнем; 15) відлік за трьома горизонтальними нитками по I шкалі (чорній) передньої рейки; 16) відлік за накладним рівнем; 17) контроль середніх відліків за обома шкалами передньої рейки відносно висот їх нулів; 18) контроль перевищення за двома шкалами.

В середні відліки по рейці вводилися поправки за відхилення пухирця накладного рівня від середини.

Довжина візирного променя допускалася до 60 м, а при переходах через річки, озера і яри — до 80 м. Нівелювання виконувалося за середини. Згідно з вимогами інструкції нівелювання припинялося при поривах вітру, що викликали дрижання інструмента, і при температурі повітря вище 25° С.

В основному ходи протилежних напрямків були прокладені з інтервалом 1—2 роки. Однак на окремих лініях вони розді-

лені значними проміжками часу, які досягли 14 років. Тому їх доводиться розглядати не як напівприйоми одного і того ж ходу, а як два самостійних нівелювання, прокладені в протилежних напрямках. Припускати в цьому випадку будь-яку компенсацію помилок мало ймовірно.

Цим пояснюється виконана Віденським воєнно-географічним інститутом оцінка точності для кожної лінії за відхиленнями окремих перевищень між суміжними знаками в'д середнього з двох нівелювань. В даному випадку визначалася сумарна середня квадратична помилка нівелювання без поділу її на випадкову і систематичну частини. Для обчислення використовувалася формула

$$M = \pm \sqrt{\frac{[\Delta \Delta]}{L(n-1)}}, \quad (6)$$

де Δ — відхилення окремих перевищень між суміжними знаками середнього, n — кількість перевищень, L — довжина лінії.

Значення сумарної середньої квадратичної помилки на 1 км ходу для північно-східної частини нівелірної сітки становить від ± 0.86 до $+ 3.17$ мм.

Розглянемо детально питання про точність австро-угорського нівелювання.

Про перші значні дослідження по оцінці точності нівелювання 1873—1893 рр. Ш. Лаллеман [43] доповів на XVII Міжнародній геодезичній конференції у 1912 р.

Кількісна характеристика показників нівелювання така:

Середній периметр одного полігону, км	333
Середня довжина одного ходу нівелювання, км	65—75
Середня випадкова помилка на 1 км, одержана з прямого і зворотного нівелювання (η), мм	1,37
Середня систематична помилка на 1 км:	
а) одержана з порівняння прямого і зворотного ходів нівелювання (σ), мм	0 29
б) з замикання полігонів (σ_R), мм	0,24

η , σ і σ_R обчислюються за формулами

$$\eta^2 = \frac{1}{4} \left\{ \frac{[d^2]}{[L]} - \frac{[r^2]}{[L^2]} \left[\frac{S}{L} \right] \right\}, \quad (7)$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{4[L]} \left[\frac{S^2}{L} \right], \quad (8)$$

$$\sigma_R^2 = \frac{1}{[L^2]} \left\{ \frac{[r^2]}{r} - \eta^2 [L] \right\}, \quad (9)$$

де L — довжина відрізка ходу, або сторона полігону, $[L]$ — периметр сітки, d — нев'язка прямого і зворотного ходів між

суміжними знаками, r — відстань між суміжними знаками, S — нев'язка між двома вимірами всієї лінії або сітки, f — нев'язка полігону.

Потім дослідженнями нівелювання Австро-Угорщини займався Л. Бендефі [117]. Ним був зроблений огляд всіх нівелювань, виконаних в Угорщині з 1850 по 1950 р.

Л. Бендефі вказав на те, що основні помилки нівелювання 1873—1896 рр. зумовлені впливом рефракції і зміною довжин використовуваних дерев'яних рейок. Цей висновок ґрунтувався на тому, що для спостережень на станції було необхідно до 15—20 хв. А цей час цілком достатній для виміру фізичного стану повітряного простору між рейками, віддаленими на 120—160 м одна від одної.

Контрольне визначення середньої довжини метра шкал рейок, що провадилося один раз за півроку, було недостатнім і не відображало реальної зміни їх довжини в часі.

У 1959 р. оцінкою точності західної і північно-східної частин нівелірної сітки колишньої Австро-Угорщини займався В. Круїс [123].

Проаналізуємо лінії нівелювання північно-східної частини сітки Австро-Угорщини, розташовані на території західних областей України.

Австро-угорське нівелювання виконувалося за першим способом трьох ниток з використанням для кожного нівеліра одної рейки з одним і тим же порядком спостережень на станціях ходу: $З_0$, $З_д$, $П_д$ і $П_з$. Характерними особливостями такого порядку спостережень є мінімальна кількість поворотів нівеліра і несиметрична в часі послідовність спостережень на станції.

Для даних цього нівелювання можна одержати тільки одну різницю перевищень з прямого і зворотного ходів d_5 . Однак ця різниця недостатня для повного аналізу результатів нівелювання і встановлення джерел помилок, що відіграють переважачую роль в її утворенні.

В табл. 3 вміщені дані нівелювання Віденського військово-географічного інституту, які відносяться до 22 ліній. В ній можливе нагромадження випадкових помилок m в різниці d_5 , обчислене за формулою І. І. Ентіна [112]

$$m = \pm 1,7 \text{ мм} \sqrt{L}. \quad (10)$$

Для семи ліній значення різниць $d_5 < m$, для чотирьох ліній — $2m > d_5 > m$, для п'яти ліній — $3m > d_5 > 2m$ і для шести ліній — $d_5 > 3m$. Отже, дія систематичних помилок при австро-угорському нівелюванні проявилася дуже помітно тільки на останніх шести лініях.

Лінії нівелювання	Рік виконання	Довжина, км	Характеристика траси	d_5 , мм	m , мм
Чоп—Хирів	1889—1890	199,4	Полотно залізниці, шосе	+ 50,4	±23,8
Хирів—Пшемисль	1889	33,0	Те ж	— 8,7	9,8
Пшемисль—Ярослав	1891	33,4	„ „	— 6,3	9,8
Ярослав—Рава-Руська	1890—1891	88,5	„ „	+ 2,0	15,9
Рава-Руська—Сокаль	1880—1891	62,1	„ „	— 36,0	13,4
Красне—Броди	1890—1891	42,6	„ „	— 8,3	11,0
Сокаль—Броди	1890—1891	101,0	Шосе	+ 46,1	17,1
Львів—Красне	1875—1890	51,2	Полотно залізниці	— 20,5	11,9
Пшемисль—Львів	1875—1890	92,6	Те ж	— 18,1	16,2
Красне—Тернопіль	1875—1889	89,9	„ „	+ 11,3	15,4
Тернопіль—Чернівці	1875—1889	173,2	Шосе	+ 149,8	22,3
Коломия—Чернівці	1884—1888	71,0	Полотно залізниці	+ 89,5	14,2
Ів.-Франківськ—Коломия	1887	55,5	Те ж	— 3,2	12,5
Львів—Ів.-Франківськ	1887	136,6	„ „	+ 210,5	19,8
Стрий—Ів.-Франківськ	1888—1889	108,6	„ „	— 36,9	17,6
Хирів—Стрий	1888	101,3	„ „	+ 3,7	17,1
Батеве—Стрий	1888	176,0	„ „	+ 59,9	22,5
Чоп—Батеве	1882	15,8	„ „	+ 8,7	6,8
Батеве—Виноградів	1882	69,2	„ „	— 14,7	14,0
Виноградів—Сігет	1884	70,6	„ „	+ 124,6	14,2
Сігет—Ділове	1884—1886	28,1	Шосе	+ 43,3	5,3
Ділове—Коломия	1886—1887	143,0	„	+ 106,9	20,3

Для однієї половини ліній різниці d_5 виявилися позитивними, для другої — негативними. При цьому сума перших різниць у 1,5 раза більша, ніж сума других. За абсолютною величиною всі значення негативних різниць d_5 не перевершують $3m$, в той час як позитивні різниці якраз становлять ті шість ліній, для яких $d_5 > 3m$. Наведені дані підтверджують, що при нівелюванні Австро-Угорщини негативні різниці не переважали.

Через те, що нівелювання прокладалося по трасах з сприятливими ґрунтовими умовами (по бровках земляного полотна шосейних шляхів і залізниці), можна припускати, що значні позитивні різниці d_5 в основному були викликані сильними температурними впливами на нівеліри.

Вплив помилок на результати австро-угорського нівелювання видно на графіках нагромадження різниць перевищень d_5 . Якщо б при нівелюванні виникали тільки випадкові помилки вимірів, що діють незалежно від систематичних, то графіки являли собою криві, що змінюються відносно осі абсцис.

Для графіків нагромадження різниць перевищень по лініях Ярослав—Рава-Руська, Ів.-Франківськ—Коломия—Хирів—Пшемисль і Ярослав—Пшемисль вплив систематичних помилок на

Таблиця 5

Лінії нівелювання	Кількість секцій	Оцінка точності, мм	
		η	σ
Чоп—Хирів	33	+1,26	$\pm 0,13$
Ярослав—Рава-Руська	12	1,25	0,01
Рава-Руська—Сокаль	8	1,68	0,29
Сокаль—Броди	14	1,54	0,23
Красне—Броди	3	0,92	0,20
Ів.-Франківськ—Коломия	9	1,41	0,09
Львів—Ів.-Франківськ	20	1,64	0,77
Стрий—Ів.-Франківськ	23	1,09	0,17
Хирів—Стрий	9	1,20	0,02
Батеве—Стрий	33	1,18	0,17
Батеве—Виноградів	12	1,18	0,10
Ділове—Коломия	10	1,57	0,37

вимірювані перевищення дуже малий у порівнянні з впливом випадкових помилок.

На лініях Чоп—Хирів, Стрий—Ів.-Франківськ, Хирів—Стрий, Рава-Руська—Сокаль, Батеве—Стрий відмічається тільки часткове відхилення кривої відносно осі абсцис. Тут виділяються ділянки, на яких вплив систематичних помилок обумовлює незначне нагромадження різниці d_5 .

Графіки нагромадження різниці перевищень по лініях Ділове—Коломия, Львів—Ів.-Франківськ, Тернопіль—Чернівці та ін. являють собою криві, що монотонно підіймаються вгору відносно осі абсцис. На цих лініях найсильніше проявився систематичний вплив теплових дій.

З 281 секції австро-угорського нівелювання тільки для 24 секцій (8,6%) різниці d_5 виявилися більше $\pm 6 \text{ мм} \sqrt{L}$ і в жодному випадку не перевищували $\pm 10 \text{ мм} \sqrt{L}$. З них на лінії № 11, 14, 20, 21 і 22 (табл. 3) припадає 13 таких секцій.

Для ліній Батеве—Стрий, Батеве—Виноградів, Стрий—Ів.-Франківськ, Чоп—Хирів, Хирів—Стрий величина d_5 в значній частині секцій не перевищує $\pm 4 \text{ мм} \sqrt{L}$. В табл. 4 наведено

Таблиця 4

Лінії нівелювання	Чоп—Хирів	Батеве—Стрий	Ділове—Коломия
	Кількість секцій		
$d_5, \text{ мм}$			
$< \pm 2$	15	19	4
$< \pm 3$	5	5	1
$< \pm 4$	6	—	—
$< \pm 5$	—	4	—
$< \pm 6$	7	3	3
$< \pm 7$	—	2	2

розподіл розходжень d_5 по секціях на лініях, що перетинають Карпатський хребет.

Для детальної характеристики австро-угорського нівелювання всі лінії були розбиті на дві групи: в першу групу ввійшли лінії, пряме і зворотне нівелювання яких було виконано зразу ж, а в другу — з інтервалом від 2 до 14 років.

Розходження прямих і зворотних ходів для 16 ліній нівелювання I групи не перевищують $\pm 6 \text{ мм} \sqrt{L}$ (допуск II класу). Виняток становлять лінії № 14, 20 і 22.

Значення середніх квадратичних випадкових помилок ліній нівелювання цієї групи визначалися за формулою Д. А. Ларіна [59], запропонованою в 1965 р. для визначення η за різницею d_5 для ліній II класу:

$$\eta^2 = \frac{1}{8n} \left[\frac{d^2}{l} \right], \quad (11)$$

де n — кількість секцій в лінії, l — довжина секції.

Для одержання середньої квадратичної систематичної помилки використовувалася формула (8).

Дані табл. 5 дозволяють визначити середнє значення помилок нівелювання, прокладеного Віденським військово-географічним інститутом на території західних областей УРСР [95]: $n = \pm 1,41 \text{ мм/км}$ і $\sigma = \pm 0,28 \text{ мм/км}$.

Нами проведена також оцінка точності нівелювання Австро-Угорщини за нев'язками полігонів. Оскільки нівелірна сітка Австро-Угорщини прокладалася протягом кількох десятиків років, то нев'язки полігонів є результатом не тільки нагромадження помилок вимірів, але і зсувів по висоті вузлових точок під впливом сучасних вертикальних рухів. Тому ми використовуємо нев'язки полігонів лише для додаткових міркувань про точність робіт Віденського військово-географічного інституту.

Середня квадратична випадкова помилка нівелювання, обчислена за формулою А. С. Чеботарьова [105],

$$\mu = \pm \sqrt{\frac{1}{n} \left[\frac{f^2}{P} \right]}, \quad (12)$$

де n — кількість полігонів, f — нев'язка, P — периметр полігона, становить $\pm 3,7 \text{ мм/км}$. Зазначимо, що середня квадратична випадкова помилка нівелювання, виведена за даними основної нівелірної сітки СРСР, дорівнює $\pm 2,8 \text{ мм/км}$ [90].

Польське нівелювання 1926—1937 рр. Створення єдиної висотної сітки мало практичний і науковий характер (для дослідження рухів земної кори і визначення різниці рівнів морів). Відповідно з цим Міністерство шляхів сполучення при прокладанні нівелірної сітки застосувало найновіші прецизійні інструменти і методи, що задовольняли точності вимірів [122].

Стінні марки закладалися через 8—10 км в стінах капітальних споруд, стінні реperi — через 2—3 км у стояках мостів і

водопроникних трубах. Там, де не було можливості закріпити стінні знаки, встановлювалися ґрунтові репери.

Спостереження виконувалися нівелірами Цейсс-III з плоско паралельною пластинкою, з ціною поділки циліндричного рівня 8—10" на 2 мм і збільшенням труби до 36. При роботі використовувалися рейки Цейсс — тримірні, однобічні, штрихові, з інварними шкалами, що мали подвійну поділку через 0,5 см. Нівелювання виконувалося виключно способом суміщення. Довжина візирного променя не перевищувала 50 м. Перехідними точками служили башмаки.

За вихідний пункт приймалася стінна марка, закладена в будинку рагуші м. Торуня, яка мала зв'язок з футштоком Амстердама на березі Північного моря.

Нівелірна сітка Польщі спиралася на сім фундаментальних реперів, встановлених у місцях, що були вказані Державним геологічним інститутом. Залізобетонні пілони цих знаків закріплювалися на скельних породах. На території західних областей Білорусії і України було встановлено три таких фундаментальних репери. На жаль, жоден з них не знайдений.

У виміряні перевищення між суміжними знаками перед врівнюванням вводилися поправки за середню довжину метра рейок і ортометричні поправки. Перші були одержані при компаруванні, виконаному Головним управлінням мір Міністерства промисловості і торгівлі. Поправочний коефіцієнт середнього метра змінювався від $\pm 0,01$ до $0,21$ мм.

Польське нівелювання виконувалося відповідно з вимогами XVII Міжнародної геодезичної конференції, яка встановила в доповнення до точного нівелювання поняття нівелювання високої точності.

Середні квадратичні помилки для всієї польської нівелірної сітки, обчислені за формулами (7), (8) і (9), становлять: випадкова — $\pm 0,46$ мм/км, систематична — $\pm 0,08$ мм/км.

Нівелювання 1926—1937 рр. задовольняє також вимогам конгресу Міжнародного геодезичного союзу, який відбувся в 1936 р. в Единбурзі, де для визначення точності нівелірних вимірів було встановлено поняття повної помилки на 1 км ходу.

Чехословацьке нівелювання 1920—1938 рр. Для проведення нівелювання Міністерством громадських робіт Чехословаччини і Празьким військово-географічним інститутом використовувалися прецизійні нівеліри Цейсс-III з плоско паралельною пластинкою та інварні 0,5-сантиметрові штрихові рейки Цейсса. Перше чехословацьке нівелювання виконувалося відповідно з вимогами і рішеннями XVII Міжнародної геодезичної конференції.

За кінці секцій довжиною 5—6 м були прийняті стінні марки Віденського військово-географічного інституту [123]. Кожна секція нівелювалася з використанням башмаків. Довжина візирного променя не перевищувала 50 м.

Слід зазначити, що в порівнянні з 1873—1896 рр. була значно вдосконалена конструкція стінної марки і стінного репера, якими згущено існуючу сітку знаків.

Через те, що нівелювання 1920—1938 рр. виконувалося у вигляді вставок, провадилося тільки місцеве зрівнювання перевищень (виправлених поправками рейок і ортометричними поправками) між стінними марками австро-угорської сітки, відмітки яких були прийняті за жорсткі.

Якість даного нівелювання характеризується такими значеннями помилок на 1 км подвійного ходу [14]: випадкової — $\pm 0,49$ мм, систематичної — $\pm 0,15$ мм.

Нівелювання 1945—1950 рр. Для нівелювання I класу застосовувалися нівеліри Цейсс-III і Цейсс-A та інварні штрихові рейки. Перехідними точками служили башмаки і костилі. Нівелювання I класу виконувалося тільки способом суміщення. Довжина візирного променя становила 30—50 м.

Вихідними даними для одержання середніх значень випадкової і систематичної помилок на 1 км ходу служили результати одночасно виконуваних подвійних вимірів перевищень між сусідніми висотними знаками в кожному з напрямків ходів нівелювання. Значення η і σ обчислювалися за формулами В. І. Звонова (13) і Ш. Леллемана (8):

$$\eta = \frac{1}{\sqrt{n-N}} \left\{ \left| \frac{d^2}{r} \right| - \left| \frac{S^2}{L} \right| \right\}, \quad (13)$$

де n — кількість секцій в нівелірній лінії (сітці), N — кількість ліній з одноманітним нагромадженням величин d , d — різниця перевищень по окремих секціях, r — довжина секції $S = [d]$, L — довжина окремої нівелірної лінії.

Нівелювання II класу виконувалося відповідно з «Інструкцією по нівелюванню II класу», виданою в 1946 р. Переважаючим способом спостережень був спосіб суміщення. Крім нього при нівелюванні застосовувалися перший і другий спосіб трьох ниток. Нівелірний хід прокладався по башмаках. Відстань від нівеліра до рейок не перевищувала 75 м.

Технічними інструкціями по польовому проведенню нівелювання I і II класів були встановлені певні вимоги до точності результатів. За цими вимогами значення середніх квадратичних помилок (мм/км) не повинні були перевищувати: для нівелювання I класу — $\eta = \pm 1,0$ і $\sigma = \pm 0,2$, для нівелювання II класу — $\eta = \pm 2,0$ і $\sigma = \pm 0,4$.

Характеристика окремих ліній високоточного і точного нівелювання, прокладених у 1946—1950 рр. на території західних областей Білорусії, України і Молдавії, наведена в табл. 6.

Нівелювання III і IV класів на території Карпат виконувалися у відповідності з «Настановою по нівелюванню III і IV класів і по висотних теодолітних ходах», видання 1941 р. При про-

Таблиця 6

Лінії нівелювання	Рік виконання	Клас	Довжина, км	Середні квадратичні помилки	
				η	δ
Барансвичі—Вільнюс	1948	I	236,0	0,37	0,04
Брест—Барановичі	1948	I	204,3	0,33	0,00
Брест—Тернопіль	1949	I	466,3	0,38	0,01
Тернопіль—Жмеринка	1949	I	227,2	0,38	0,01
Ліда—Брест	1948	II	354,5	0,97	0,06
Коростень—Шепетівка	1947—1948	II	177,5	1,41	0,23
Ковель—Сарни—Золочів	1949	II	408,7	1,30	0,20
Луїнець—Сарни	1948	II	107,1	1,09	0,13
Золочів—Львів	1948	II	68,3	0,90	0,23
Коломия—Станків	1948	II	142,5	1,52	0,53
Окниця—Снятин	1945	II	197,2	1,60	0,20
Бельці—Окниця	1945	II	96,2	1,69	0,30

Примітка. Для нівелювання I класу наведені значення помилок, обчислені за різницею d_6 .

веденні робіт використовувалися нівеліри Цейсса, Гільдебранта і Вахмана і технічні рейки. Значення середніх випадкових нівелювань становить $\pm(4,3—11,0)$ мм/км.

Нівелювання 1954 р. Роботи виконувалися глухим нівеліром типу «А» зі збільшенням труби 44 і ціною поділки шкали рівня 3",66. Рейки застосовувалися однобічні штрихові з інварною смужкою, на якій нанесені дві шкали з 0,5-сантиметровими поділками.

Нівелювання по лінії Красне—Чоп—Ужгород—Оноківці провадилось відповідно з «Тимчасовою настановою по нівелюванню I класу», виданою ГУГК у 1945 р., і змінами до неї, затвердженими в 1952 р. [86].

Виміряні перевищення були виправлені поправками за середню довжину метра робочої частини комплекта рейок за матеріалами їх еталонування на компараторі МДІГаіК. Поправочний коефіцієнт дорівнював $+0,08$ мм.

Середні значення випадкових і систематичних помилок на 1 км ходу, обчислені за формулами (13) і (8), дорівнюють (в мм): при використанні різниць середніх перевищень правого і зворотного ходів (d_5) — $\eta = \pm 0,45$, $\sigma = \pm 0,18$; при використанні різниць середніх перевищень правих і лівих нівелювань (d_6) — $\eta = \pm 0,22$, $\sigma = \pm 0,04$.

Нівелювання 1961—1968 рр. У 1961 р. на території Карпат було розпочато прокладання повторного нівелювання I класу з метою вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори.

Нівелювання 1961—1967 рр. виконувалося відповідно з «Інструкцією по нівелюванню I, II, III і IV класів» (1959) кафедри інженерної геодезії Львівського політехнічного інституту

по госпдоговірній тематиці з Львівським філіалом Інституту геофізики АН УРСР. При роботі використовувались глухі нівеліри НА-1 з плоско-паралельною пластинкою і триметрові штрихові рейки з інварною смужкою. Інструменти були виготовлені в 1960 р. заводом «Аерогеоінструмент».

Щорічні дослідження і перевірки використовуваних нівелірів і рейок показали, що за своїми технічними характеристиками вони придатні для високоточного нівелювання.

Протягом 1961—1967 рр. кафедрою інженерної геодезії Львівського політехнічного інституту була пронівельована лінія Золочів—Батеве—Рахів—Микуличин загальною довжиною 572,5 км. Зв'язок цієї лінії з прокладеною раніше лінією нівелювання I класу Брест—Тернопіль здійснено шляхом прив'язки до фундаментального репера 250 і повторення двох секцій нівелювання 1949 р.

У табл. 7 наведені дані для ліній нівелювання I класу, прокладених у Карпатах. Тут прийняті такі позначення:

$$d_1 = |h_{\text{прав}} - h_{\text{лів}}|_{\text{прям}}, \quad d_2 = |h_{\text{прав}} - h_{\text{лів}}|_{\text{зворот}},$$

$$d_3 = |h_{\text{рyam}} - h_{\text{зворот}}|_{\text{прав}}, \quad d_4 = |h_{\text{прям}} - h_{\text{зворот}}|_{\text{лів}},$$

$$d_5 = \frac{1}{2} |h_{\text{прав}} + h_{\text{лів}}|_{\text{рyam}} - \frac{1}{2} |h_{\text{прав}} + h_{\text{лів}}|_{\text{зворот}},$$

$$d_6 = \frac{1}{2} |h_{\text{прям}} + h_{\text{зворот}}|_{\text{прав}} - \frac{1}{2} |h_{\text{прям}} + h_{\text{зворот}}|_{\text{лів}},$$

$$m_1 = 1,2 \text{ мм} \sqrt{L} \quad \text{і} \quad m_2 = \pm 0,84 \text{ мм} \sqrt{L}.$$

В останніх двох формулах m_1 і m_2 — можливі нагромадження випадкових помилок у різницях d_i .

Лінія Золочів—Батеве—Рахів—Микуличин виконувалася в умовах горбкуватого і гірського районів.

На першій ділянці траса нівелювання іде по бровці асфальтованого шосе з ґрунтами середньої щільності на відкритій і горбкуватій місцевості з коливанням висот до 120 м. Такий же характер має місцевість і на другій ділянці, однак ґрунти тут більш щільні. На території міст Львова і Стрия нівелювання виконувалося по асфальтовому тротуару.

Третя, четверта і перша половина п'ятої ділянки траси нівелювання I класу проходить по дуже розчленованій місцевості по залізничному полотну. Костили забивалися у бровку земляного полотна (ґрунти середньої щільності). Штатив встановлювався на бровку або на щербин між рейками. Ці ділянки траси перетинають Карпатський хребет через Бескидський перевал і проходять долинами гірських річок.

№ ділянки	Рік виконання	Виконавці	Довжина, км	Кількість секцій	Різниця	
					d_1	d_2
великий						
1	1963	Ю. Д. Мірошник, С. Г. Власенко	68,3	21	+8,1	+ 2,2
2	1961	Ю. Д. Мірошник, З. Ф. Патова	69,0	22	-6,8	+14,7
3	1962	Ю. Д. Мірошник, Л. С. Демчишина	70,6	22	+0,2	+ 4,1
4	1963	Б. М. Джуман	24,5	11	+7,1	+12,5
5	1964	Ю. Д. Мірошник, О. О. Акуней	87,8	29	+3,9	- 7,6
6	1965	Ю. Д. Мірошник	112,1	35	-8,2	+ 0,7
7	1966	Ю. Д. Мірошник	73,6	25	+2,6	+10,8
8	1967	Ю. Д. Мірошник, С. І. Плахотний	66,6	21	-20,7	-14,4
9	1968	В. І. Сомов, А. Г. Скуїна	50,9	13	+4,4	- 5,3
			633,4	199	-9,4	+17,7
малий						
1	1967	В. І. Сомов	69,8	25	+14,8	- 1,1

Найскладнішою для нівелювання I класу є ділянка Славське—Скотарське протяжністю 24,5 км, де траса нівелювання проходить через ряд тунелів.

Для профілю нівелювання Стрий—Свалява характерні значні уклони. Перепад висот для східного схилу становить 490, для західного — 600 м.

Друга половина п'ятої ділянки, шоста і третина сьомої ділянки траси нівелювання проходять по бровці залізничного полотна в слабо горбкуватій місцевості Закарпаття.

Решта траси нівелювання проходить по західному схилу Радянських Карпат і перетинає їх через Яблуницький перевал. Тут вона частково проходить по бровці шосе з дуже щільними ґрунтами і потім знову іде по земляному полотну залізниці з ґрунтами середньої щільності.

У нівелювання 1961—1967 рр. було включено 184 збережених знаків нівелювань минулих років (австро-угорських: стінних марок — 15; стінних реперів — 9; польських: стінних марок — 9, стінних реперів — 19, ґрунтових реперів — 4; чехословацьких: стінних марок — 23, стінних реперів — 85; радянських

перевищень, мм						Ділянка
d_3	d_4	m_1	d_5	d_6	m_2	
полігон						
+12,1	+ 1,8	±100	+ 7,0	+3,0	±7,0	Золочів—Львів
+15,5	+ 8,0	10	+11,7	-11,0	7,0	Львів—Стрий
-27,8	-32,1	10	-29,9	-1,9	7,0	Львів—Славське
+ 5,7	-13,9	5,9	- 4,2	-2,7	4,1	Славське—Скотарське
-12,9	- 9,2	11,3	-10,9	+5,8	7,9	Скотарське—Батеве
-13,7	- 6,2	12,7	-10,1	-4,5	8,9	Батеве—Тячів
- 4,1	-17,5	10,4	-10,8	-4,2	7,2	Тячів—Рахів
-38,8	- 2,8	9,8	-21,1	-2,5	6,9	Рахів—Микуличин
-15,4	+ 5,7	8,7	10,2	-0,3	6,1	Микуличин — Шепарівці (Коломия)
-48,6	-66,2	±30,2	-58,1	-18,3	±21,2	Золочів—Шепарівці (Коломия)
полігон						
+ 1,5	-13,9	10,0	- 6,0	+6,7	7,0	Оноківці—Перечин—Свалява

(нівелювання 1948 р.): стінних марок — 19, ґрунтових реперів — 6; фундаментальних реперів — 1; нівелювання 1954 р.: стінних марок — 4). Закладено нових знаків: фундаментальних реперів I і II типу — 11, ґрунтових реперів — 15, стінних марок — 72 і стінних реперів — 4.

На першій, другій, четвертій — сьомій ділянках нагромадження різниць d_i виявилось меншим або дуже близьким до величини $2m$, тобто на цих ділянках систематичні впливи проявилися порівняно незначно. Але на ділянках 3 і 8 вони діяли сильно ($d_i > 3m-4m$). Судячи із знака і величини різниць d_i , основним джерелом систематичних нагромаджень на цих ділянках було випирання костилів: на третій ділянці — при прокладанні зворотного ходу і на восьмій ділянці — при прокладанні лівого і правого нівелювання в ходах обох напрямків. Для останньої ділянки випирання в правому нівелюванні було значно більшим. Причиною такого явища міг бути тільки невдалий вибір місць для встановлення костилів і недостатня увага аналізу нагромадження різниць d_i при виконанні нівелювання I класу на цих ділянках.

На полотні залізниці необхідно старанно вибирати місця встановлення костилів і штативу при нівелюванні I класу. Якщо при проходженні траси по бровці шосе (перша і друга ділянки) спостерігалось незначне нагромадження позитивних різниць d_5 , то з переходом на полотно залізниці відразу відмічаються негативні різниці. Так, на ділянці з нагромадженням негативної різниці d_5 перевищує на 10% величину, обчислену за формулою $\pm 3 \text{ мм} \sqrt{L}$. У даному випадку нагромадження систематичних помилок відбувалося не на всій ділянці, а на окремих її частинах. Характерно, що на перших 27 км, де траса йшла по бровці шосе з ґрунтами середньої щільності, нагромадження різниці d_5 становило 2,5 км.

На всіх інших ділянках, як і для лінії в цілому, різниці d_5 виявилися меншими величинами, ніж обчислені за формулою $\pm 3 \text{ мм} \sqrt{L}$.

Значення середніх квадратичних помилок для лінії нівелювання I класу Золочів—Батеве—Рахів—Микуличин становить (мм/км):

для різниці d_5 .. $\eta = \pm 0,76$ і $\sigma = \pm 0,06$;
для різниці d_6 .. $\eta = \pm 0,29$ і $\sigma = \pm 0,02$.

При використанні різниці d_6 значення σ значно менше, що вказує на більшу компенсацію систематичних помилок, які викликаються випинанням костилів у середніх перевищеннях. Отже, значення η і σ , обчислені за різницею d_6 , правильніше характеризують дійсну точність середнього перевищення.

У 1967—1968 рр. геодезичною групою Львівського філіалу Інституту геофізики АН УРСР прокладено нівелювання I класу на ділянках Оноківці—Перечин—Свалява і Микуличин—Шепарівці (дев'ята і десята ділянки в табл. 8). Під час робіт використовувалися: глухий нівелір Н-1 (№ 01010) з плоско паралельною пластинкою та контактним рівнем і комплект інварних штрихових рейок (№ 10138 і 10139). Нівелір був виготовлений заводом «Арсенал» у 1966 р., рейки — експериментальним оптико-механічним заводом ЦНДІГАіК у 1965 р. Щорічні дослідження і перевірки нівеліра Н-1 показали повну його придатність для проведення нівелірних робіт.

Необхідно відмітити стабільність середньої довжини метра комплекта рейок № 10138 і 10139 за результатами чотириразового компарування в Москві і еталонування з контрольним метром № 929 лабораторії кафедри геодезії ЛОЛПІ. Величина поправочного коефіцієнта 1 м пари рейок постійна і становить $\pm 0,03 \text{ мм}$.

Розподіл незалежних різниць по 25 секціях лінії Оноківці—Перечин—Свалява у кількісному і якісному відношенні показано в табл. 8. Як видно з цієї таблиці, переважна більшість різниць виявилася менше $2m$, що свідчить про порівняно невеликі

систематичні впливи. Позитивний знак d_1 слід пояснити в основному впливом температурних умов при виконанні прямого ходу, які при зворотному ході були зведені до мінімуму. Значна величина різниць d_4 із знаком мінус вказує на те, що при зворотному ході спостерігалось випирання костилів по лівій нівеліровці. В різниці d_6 воно було компенсовано.

Таблиця 8

Різниця d_i	$0 < d < m$		$m < d < 2m$		$2m < d < 3m$	
	Кількість	%	Кількість	%	Кількість	%
d_1	7	46,7	7	46,7	1	6,6
d_2	9	64,3	5	35,7	—	—
d_3	6	40,1	7	46,7	2	13,2
d_4	13	42,0	8	32,0	4	16,0
d_5	12	50,0	8	32,4	4	16,6
d_6	19	57,0	4	16,0	2	8,0

При нівелюванні залежно від щільності ґрунтів як перехідні точки використовувалися три типи костилів. При м'яких ґрунтах перехідними точками служили подовжені костилі ($l=35 \text{ см}$), при ґрунтах середньої щільності — нормальні ($l=25 \text{ см}$) і при дуже щільних ґрунтах і при переходах через мости — сталеві цвяхи з сферичними головками ($l=10 \text{ см}$).

На відрізку Оноківці—Перечин нівелювання виконувалося по бровці залізничного полотна з дуже інтенсивним рухом.

На трасі Перечин—Поляна—Свалява перехідні точки закріплювалися на бровці асфальтованого шосе.

Результати оцінки точності за різницею d_6 ($\eta = \pm 0,35$ і $\sigma = \pm 0,05 \text{ мм/км}$) свідчать про задовільну якість нівелювання I класу, прокладеного в Закарпатті на ділянці Оноківці—Перечин—Свалява.

Перша половина ділянки 9 траси нівелювання Золочів—Батеве—Рахів—Микуличин—Делятин—Шепарівці (Коломия) іде по бровці залізничного полотна, пересікаючи східний схил Радянських Карпат. Друга половина цієї ділянки прокладена по бровці земляного полотна автотраси в слабо горбкуватій місцевості. Ґрунт на першій половині траси переважно піщаний, на другій — суглинистий щільний.

Щоб запобігти нагромадженню негативних значних різниць перевищень, типових для робіт на таких ділянках, був застосований порядок спостережень, рекомендований І. І. Ентіним [113]: на одній парі станцій спостереження наховувалися з правого, а на другій — з лівого нівелювання.

Існуюча сітка нівелірних знаків на ділянці Микуличин—Делятин—Шепарівці була сильно розряджена — одна стінна марка і два стінних репери (всі знаки польські). Нами закла-

дено в капітальних спорудах 10 стінних марок і 3 стінних реperi.

Аналіз нагромадження різниць перевищення d_i показав, що систематичні впливи на ділянці Микуличин—Делятин—Шепарівці проявилися дуже слабо. Перероблених секцій не було. Якість нівелювання на цій ділянці характеризується такими значеннями випадкової і систематичної помилок:

$$\eta = \pm 0,39 \text{ і } \sigma = \pm 0,00 \text{ мм/км.}$$

При нівелюванні I класу в 1961—1968 рр. провадилося польове обстеження знаків, що збереглися, за програмою, запропонованою Ю. О. Мещеряковим [70]. Вона включала: 1) детальне вивчення зовнішніх особливостей споруд, в яких закладені стінні марки і реperi; 2) огляд збереженості і стану самого знака і 3) визначення місцезнаходження знака відносно елементів рельєфу, характеру ґрунтів і рівня ґрунтових вод.

Проведені дослідження дозволяють зробити такі висновки:

1. Нівелювання, прокладені Міністерством шляхів сполучення Польщі (1926—1937 рр.), Празьким військово-географічним інститутом (1920—1938 рр.), радянськими геодезичними організаціями: в 1954 р., в 1961—1967 рр.— кафедрою інженерної геодезії Львівського політехнічного інституту і в 1967—1968 рр.— Львівським філіалом Інституту геофізики АН УРСР, виконані сучасними методами. Якість цих нівелірних робіт висока, значення середніх квадратичних помилок відповідають вимогам, які пред'являються тепер до ліній нівелювання I і II класів.

2. Нівелювання, прокладені Віденським військово-географічним інститутом (Австро-Угорщина, 1873—1896 рр.) і радянськими геодезичними організаціями в 1948 р., поступаються точністю роботам, переліченим вище. Для вивчення сучасних вертикальних рухів недостатня точність австро-угорського нівелювання компенсується значним інтервалом часу між першим і дальшими нівелюваннями.

Основними недоліками нівелювань, прокладених геодезичними службами Австро-Угорщини, Польщі і Чехословаччини, є те, що їх лінії не мають достатньої кількості фундаментальних реперів, а це не відповідає вимогам для ліній нівелювання I і II класів.

3. Інтервал часу між повторними вимірами змінюється від 10 до 20 років. Остаточне вирішення можливості використання розглянутих нівелювань для вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори можливе тільки після визначення точності швидкості рухів (табл. 9).

Таблиця 9

Лінія нівелювання	Показник нівелювання				
	Довжина, км	Рік виконання	Клас	Середня випадкова помилка η , мм/км	Середня систематична помилка σ , мм/км
Золочів—Стрий	68,3	1963	I	$\pm 0,35$	$\pm 0,03$
		1948	II	$\pm 0,90$	$\pm 0,23$
Львів—Стрий	69,0	1961	I	$\pm 0,42$	$\pm 0,08$
		1954	I	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
Стрий—Бескид	86,3	1933—1937	I	$\pm 0,48$	$\pm 0,08$
		1962—1963	I	$\pm 0,46$	$\pm 0,03$
		1954	I	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
		1932	I	$\pm 0,48$	$\pm 0,08$
Бескид—Скотарське	8,8	1888	II	$\pm 1,18$	$\pm 0,17$
		1963	I	$\pm 0,46$	$\pm 0,03$
		1954	I	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
Скотарське—Батеве	87,8	1888	II	$\pm 1,18$	$\pm 0,17$
		1964	I	$\pm 0,34$	$\pm 0,03$
		1954	I	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
		1927	I	$\pm 0,50$	$\pm 0,01$
Мірча—Перечин	13,8	1888	II	$\pm 1,18$	$\pm 0,17$
		1953	III	$\pm 4,3$	—
		1946	IV	—	—
		1927	I	$\pm 0,50$	$\pm 0,1$
Перечин—Оноківці	15,4	1889	II	$\pm 0,88$	$\pm 0,20$
		1967	I	$\pm 0,36$	$\pm 0,04$
		1927	I	$\pm 0,50$	$\pm 0,01$
Оноківці—Ужгород—Батеве	43,3	1889	II	$\pm 0,88$	$\pm 0,20$
		1954	I	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
		1927	I	$\pm 0,50$	$\pm 0,01$
Батеве—Виноградів	59,8	1882—1889	II	$\pm 0,88$	$\pm 0,20$
		1965	I	$\pm 0,16$	$\pm 0,02$
		1924	I	$\pm 0,38$	$\pm 0,05$
Виноградів—Ділове	107,6	1832	II	$\pm 1,18$	$-0,10$
		1965—1966	I	$\pm 0,28$	$\pm 0,02$
		1924—1928	I	$\pm 0,38$	$\pm 0,05$
		1884	II	$\pm 1,94$	$\pm 0,85$
Ділове—Рахів—Кваси	34,7	1966	I	$\pm 0,28$	$\pm 0,85$
		1946	IV	—	$\pm 0,07$
		1886	II	$\pm 1,57$	—
Кваси—Ворохта	33,9	1967	I	$\pm 0,26$	$\pm 0,02$
		1886	II	$\pm 1,57$	$\pm 0,37$
Ворохта—Шепарівці (Коломия)	69,0	1967—1968	I	$\pm 0,21$	$\pm 0,02$
		1933—1935	II	$\pm 1,29$	$\pm 0,12$
		1886	II	$\pm 1,57$	$\pm 0,37$

IV. ВИЗНАЧЕННЯ ШВИДКОСТІ СУЧАСНИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ; КОНТРОЛЬ І ОЦІНКА ЇЇ ТОЧНОСТІ

Швидкість сучасних вертикальних рухів земної кори визначалася відносно стінної марки в будинку вокзалу станції Золочів, для якої абсолютне значення швидкості за даними вирівнювання становить $\pm 8,9 \pm (0,7-1,1)$ мм/рік [90].

Дані по всіх лініях на території західних областей України оброблені і зведені у рукописному каталозі швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори.

Можливі помилки значень швидкості сучасних вертикальних рухів за даними повторного нівелювання, виконаного різними методами і через різні інтервали часу, визначалися за допомогою другого члена формули (1):

$$\Delta v = -\frac{\Delta h_2 - h_1}{t}$$

Через те, що величини Δh_1 і Δh_2 можуть бути виражені в функції довжини лінії L :

$$\Delta h_1 = \varepsilon_1 \sqrt{L} \quad \Delta h_2 = \varepsilon_2 \sqrt{L}, \quad (14)$$

де ε є сумарною помилкою нівелювання на 1 км підвійного ходу, формула для визначення помилки m_v буде

$$m_v = \frac{1}{t} \sqrt{(\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2) L}. \quad (15)$$

Результати обчислень помилок відносних значень швидкості для лін.й повторного нівелювання різної довжини представлені в табл. 10.

Таблиця 10

Лінії повторного нівелювання	Інтервал в роках	Відносні значення швидкості, мм/рік	Помилки значень швидкості, мм/рік
Золочів—Львів	1948—1963	+1,6	+1,2
Львів—Стрий	(1933—1937)—1961	-0,9	0,3
Стрий—Бескид	1932—1962, 1963	-0,8	0,3
	1932—1954	-1,0	0,4
	1954—1962, 1963	+1,2	0,3
Стрий—Батеве	1888—(1962—1964)	-1,1	0,5
	1888—1954	-1,2	0,6
Львів—Батеве	1954—(1961—1964)	-2,1	1,3
Оноківці—Батеве	(1882—1889)—1954	-0,3	0,2
Батеве—Рахів	(1882—1886)—1965, 1966	+1,9	1,6
Батеве—Ділове	(1924—1928)—1965, 1966	+0,8	0,3
Ворохта—Коломия	(1933—1935)—1967, 1968	-0,9	0,4
Перечин—Мірча	1890—1946	+0,9	0,5
Тур'я Ремега—Зар'чево	1890—1953	+0,6	0,3
Тересва—Ділове	1886—1946	+1,6	1,1
Вел. Бичків—Ділове	1946—1966	+1,7	1,4
Рахів—Кваси	1886—1946	+0,5	0,4

Оскільки величини швидкості в 1,3—3,0 рази перевищують значення їх помилок, це дозволяє впевнено використовувати дані нівелювань Австро-Угорщини, Польщі, Чехословаччини і Радянського Союзу (1948, 1954 і 1964—1968 рр.) для визначення кількісних характеристик сучасних вертикальних рухів земної кори на території Радянських Карпат.

З табл. 10 видно, що помилки визначення швидкості різко зростають при використанні нівелювань пониженої точності і при зменшенні інтервалу часу між повторними вимірами.

Одержані результати дозволяють використовувати для встановлення кількісних характеристик сучасних вертикальних деформацій земної кори дані нівелювань III і IV класів. Так, для всіх відрізків (довжиною до 50 км), де для обчислення швидкості рухів були використані повторні нівелювання цих класів, значення швидкості перевищують можливі їх помилки. Це ж відмічається і на ділянці Вел. Бичків—Ділове, де вихідними є дані нівелювання IV класу. Контролем обчислених значень швидкості в нашому випадку є їх збіг для одних і тих же знаків (пунктів) по різних трасах нівелювання або за результатами дворазового чи триразового повторного нівелювання.

Так, величина абсолютної швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори для Львова (+10,5 мм/рік), визначена в інтервалі 1948—1965 рр. по трасі Золочів—Львів, добре узгоджується з даними ЦНДІГАіК (+10,7 мм/рік) по лінії Красне—Ужгород (М. І. Синягіна, В. О. Матцкова).

Дальше розходження кривих на ділянці Львів—Миколаїв пояснюється незначним інтервалом часу (до 6 років) між вимірами, для якого в ЦНДІГАіК визначалася швидкість, і недостатньою точністю нівелювання 1948 р. Повільні рухи земної кори в цьому випадку перевищуються помилками вимірів і зміщеннями знаків внаслідок причин нетектонічного характеру.

Крива швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори, побудована за даними ЦНДІГАіК, але з прийняттям для Миколаєва значення швидкості +10,0 мм/рік і яка повністю збігається по трасі Миколаїв—Батеве з кривою, що відповідає інтервалу 1888, 1933—(1961—1964) рр., підтверджує сказане вище (рис. 3).

Якщо для першого варіанту зіставлення вимірних перевишень (1888, 1933—1954 рр.) значення швидкості для пункту Батеве становить +8,4, то для інтервалу 1888, 1933—(1961—1964) рр.—+8,5 мм/рік. Значення швидкості, обчислене за результатами нівелювань I класу 1954 і 1961—1964 рр., дорівнює +8,4 мм/рік. Практично ми одержуємо одне і те ж значення швидкості для вузлового пункту, віддаленого від Золочева на 320 км. Отже, можна констатувати чудову збіжність значень швидкості сучасних вертикальних рухів, виведених за результатами дворазового повторного нівелювання.

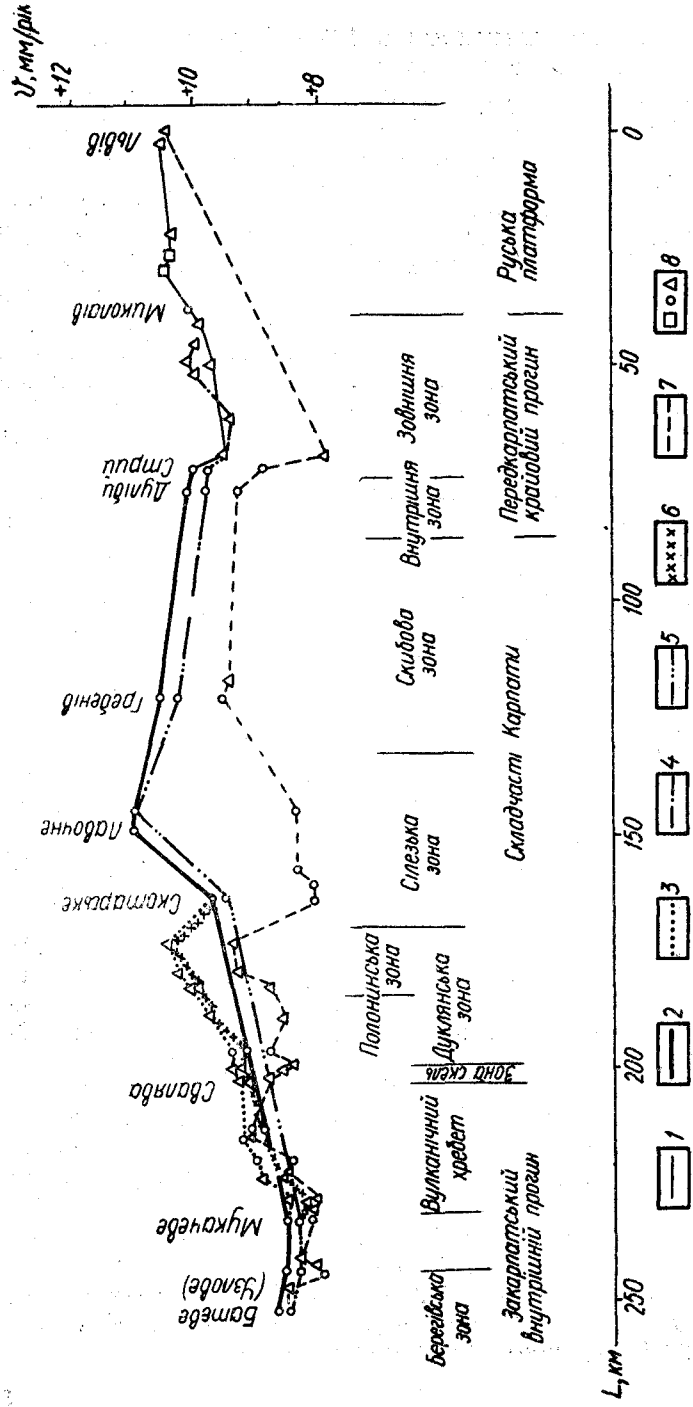


Рис. 3. Графік швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори по профілю Львів—Батеве. Криві швидкості для інтервалів часу (в роках):

1 — (1890—1946) — (1961—1963); 2 — 1888 — (1962—1964) (з використанням вирівняних даних); 3 — 1888—1964 (з використанням вирівняних даних); 4 — (1933—1937)—1954; 5 — 1888—1954; 6 — 1888—1954 (з використанням вирівняних даних); 7 — 1954—(1961—1964); 8 — знаки нівелірної сітки — ґрунтові репери, стіні, марки і репери.

За остаточне значення швидкості для пункту Батеве приймемо $+8,5$ мм/рік з помилкою його визначення $\pm(2,7—3,1)$ мм/рік. Це значення швидкості прийнято вихідним при обчисленні швидкості вертикальних рухів земної кори по профілю Мірча—Батеве—Шепарівці (Коломия) (рис. 4).

На відрізку Батеве—Ужгород—Оноківці проведено зіставлення вимірних перевищень австро-угорського нівелювання і нівелювання, прокладеного в 1954 р. При визначенні вертикальних деформацій на ділянці Оноківці—Перечин використані виміряні перевищення чехословацького нівелювання 1927 р. і нівелювання ЛФІГ АН УРСР.

Значення швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори в пунктах Зарічєве ($+9,7$ мм/рік) і Мірча ($+9,5$ мм/рік) обчислені на основі зіставлень виміряних перевищень нівелювання 1890 р. (II клас) та нівелювань 1953 р. (III клас) і 1946 р. (IV клас).

На ділянці Батеве—Рахів криві швидкості побудовані на основі зіставлення виміряних перевищень нівелювань 1882—1886 рр. (II клас), 1924—1928 рр. (I клас) і 1965—1966 рр. (I клас). Однозначність величин швидкості для ідентичних пунктів служить переконливим доказом надійності її визначення на даному профілі.

Тому, що чехословацьке нівелювання виконувалось між марками існуючої австро-угорської сітки, відмітки яких при вирівнюванні в 1929 р. були прийняті незмінними, нев'язки, що виникли в секціях внаслідок тектонічних рухів, були прийняті за помилки вимірів і розкидані пропорціонально довжинам відрізків між старими і знову закладеними знаками в кожній з секцій. Таким чином, вирівняні дані чехословацького нівелювання штучно були приведені до епохи австро-угорського нівелювання. А це дозволяє тепер істотно зменшити значення однієї з основних негативних умов вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори в Карпатах — розрядженості сітки нівелірних знаків Віденського військово-географічного інституту, які збереглися. Мається на увазі ділянка Скотарське—Батеве на південно-західному схилі Карпат (див. рис. 3) і в Закарпатті — ділянка Перечин—Свалява (рис. 5).

Критерієм достовірності визначуваних абсолютних кількісних характеристик сучасних вертикальних рухів земної кори на території Закарпаття є наявність певної закономірності в розподілі їх направленості та інтенсивності.

Випадковість у розподілі знаків і величин швидкості свідчала б про перевагу помилок над величинами тектонічних деформацій земної кори. Так, значне зменшення швидкості при переході від складчастої частини Карпат до Закарпатського внутрішнього прогину фіксується кривими, побудованими відповідно до часу інтервалів: 1) 1890—1946 і 1890—1953 рр. на

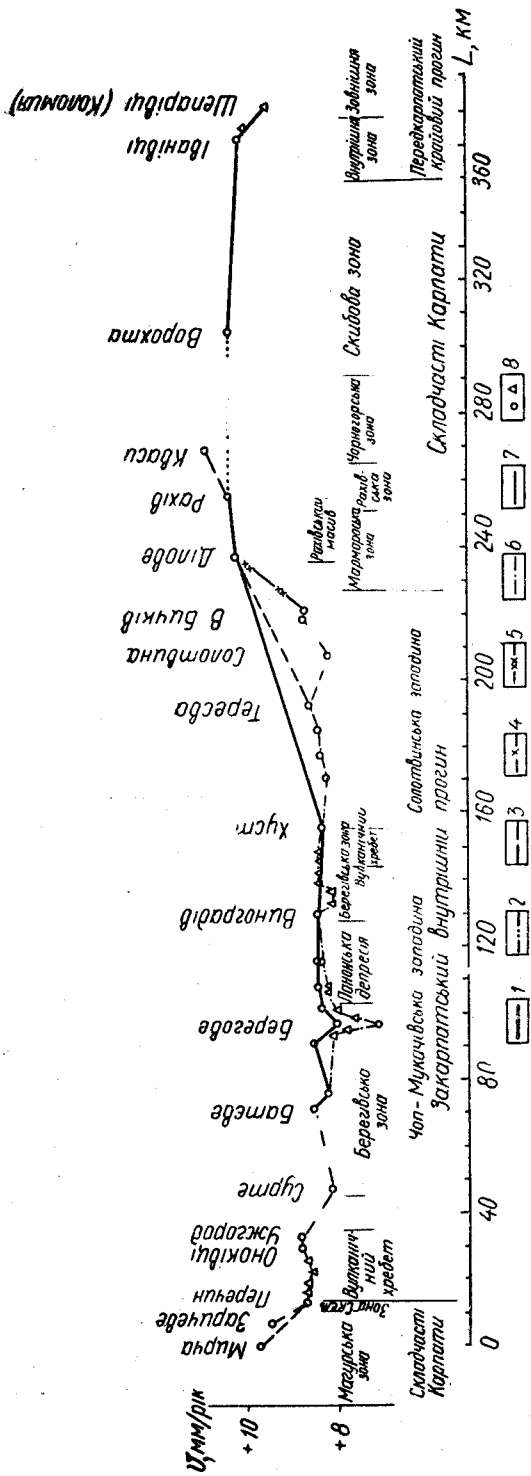


Рис. 4. Графік швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори по профілю Мірча—Батеве—Рахів—Шепарівці (Коломия). Криві швидкості для інтервалів часу (в роках): 1 — (1984—1986) — 1965, 1966; 2 — (1880—1989) — 1974; 3 — (1895—1890) — 1946; 4 — 1890—1933; 5 — 1946—1966; 6 — (1924—1928) — 1966, 1967; 7 — (1933—1935) — 1968; 8 — знаки нівелірної сітки — стінні марки і репері.

відрізку Мірча—Перечин; 2) 1890—1954 і 1890—1964 рр. на відрізку Занька—Свалява; 3) 1890—1946 і 1890—1966 і 1946—1966 рр. на відрізках Ділове—Тересва, Ділове—Хуст і Ділове—Вел. Бичків.

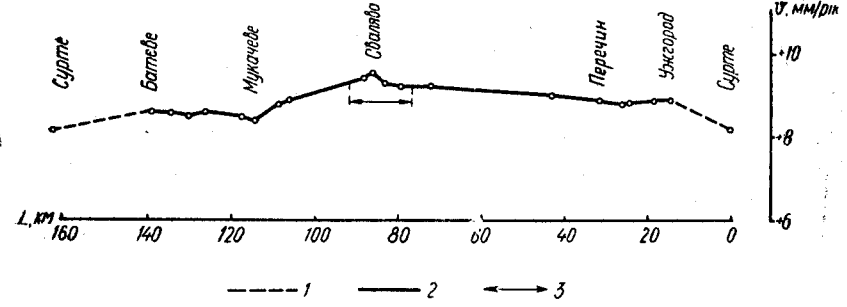


Рис. 5. Графік швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори по профілю Свалява—Ужгород—Перечин—Свалява. Криві швидкості для інтервалів часу (в роках): 1 — 1882—1889—1954; 2 — 1890—1967 (з використанням вирівняних даних); 3 — 6-бальна зона Свалявського землетрусу.

Швидкість сучасних вертикальних рухів пункту Ділове (+10,2 мм/рік) обчислювалася за незалежними вимірами відносно вихідних пунктів — Хуст (+8,3 мм/рік), Тересва (+8,6 мм/рік) і Вел. Бичків (+8,7 мм/рік).

На ділянці Кваси—Ворохта на кривій швидкості сучасних вертикальних рухів є розрив. Для одержання повної картини абсолютних рухів на цьому перетині Карпат нами умовно передбачається постійність швидкості (+10,4 мм/рік) на ділянці Рахів—Ворохта (50,4 км).

Для північно-східного схилу Карпат відмічається ідентичність кривих швидкості по двох перетинах: Гребенів—Дуліби—Стрий і Ворохта—Іванівці—Шепарівці (Коломия).

Криві швидкості, побудовані для різних інтервалів часу, мають складну конфігурацію із зламами і вигинами різної довжини. Проаналізувавши локальні піки кривих швидкості (порядку кількох кілометрів), ми прийшли до висновку, що вони зумовлені впливом випадкових помилок вимірів, зміщенням знаків внаслідок деформацій будівель і технічним пошкодженням самих знаків [88, 94].

Особливо нестійкі знаки, закладені в стояках бетонних мостів і водопропускних трубах. Неприятливі інженерно-геологічні умови і постійна дія транспорту спричинилися до просадки і випучування водопропускних споруд та їх руйнування. Цим пояснюється недостовірність кривих швидкості, побудованих О. І. Юркевич по лінії Скотарське—Батеве—Хуст з викорис-

танням тільки реперів, закладених у водопропускних спорудах [109, 110].

Кількість знаків, які дають локальні піки величиною до 0,3—0,4 мм/рік, становить всього 15% загальної кількості знаків. Це ще раз підтверджує, що зміщення знаків, які виявляються, відображують дійсні деформації земної кори за час між повторними вимірами.

Через те, що для вивчення повільних тектонічних рухів головний інтерес мають значні перегини кривих швидкості, які відображають відносні підняття або опускання окремих ділянок досліджуваної території, нами на рис. 3—5 наведені згладжені криві. Локальні зломи кривої показані тільки на ділянці Золочів—Львів (рис. 6).

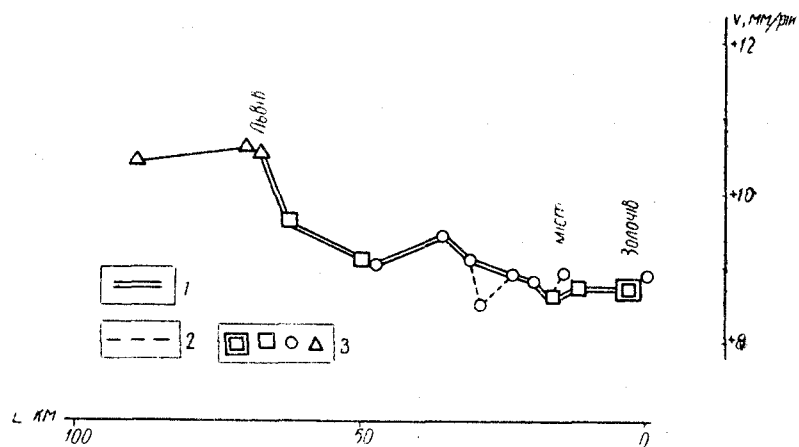


Рис. 6. Графік швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори по профілю Золочів—Львів. Криві швидкості для інтервалів часу (в роках):

1 — (1944—1948)—1954; 2 — 1948—1963; 3 — знаки нівелірної сітки — фундаментальні репери, ґрунтові репери, стінні марки і репери.

Кількісна характеристика нівелірних знаків, що використовуються для обчислення швидкості сучасних вертикальних рухів, представлена в табл. 11. Зазначимо, що до обробки включені не всі раніше закладені знаки, тому що деякі з них були переставлені, а для інших немає виміряних і зрівняних перещень першого нівелювання.

Вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори радянської частини Карпат проведено на основі незрівняних даних по профілях повторного нівелювання I класу. Хоч дослідження сучасних вертикальних рухів у західній половині Європейської частини СРСР [66, 114], на Кавказі [62, 67] і в Середній Азії [68] показали, що внутрішнє розчленування території на ді-

Лінії повторного нівелювання	Загальна кількість знаків	Кількісна характеристика знаків різного типу					
		Стінні марки і репери				ґрунтові репери	Фундаментальні репери
		у водопропускних трубах	у залізничних станціях	в житлових будинках і церквах	у стінах будівель		
I Золочів—Батеве: знаки, якими користуються при обчисленні швидкості знаки, що викликають локальні зломи кривої швидкості	80 6	6 2	51 1	15 3	7 —	1 —	
II Мірча—Батеве—Шепарівці: знаки, якими користуються при обчисленні швидкості знаки, що викликають локальні зломи кривої швидкості	99 21	22 16	66 5	11 —	— —	— —	
III Перечин—Свалява: знаки, якими користуються при обчисленні швидкості знаки, що викликають локальні зломи кривої швидкості	6 1	3 1	— —	3 —	— —	— —	

лянки, які відносно підіймаються і опускаються, в процесі зрівняння не змінюється, все ж основним завданням робіт, що зараз виконуються на території Карпат, є створення замкненого полігону повторного нівелювання I класу. В цьому випадку ми зможемо провести додатковий контроль швидкості по нев'язках полігону і одержати найвірогідніші їх значення.

За період 1961—1966 рр. виконаний подвійний перетин Карпатського хребта через Бескидський і Яблуницький перевали. Далше повторне нівелювання I класу раціональніше застосувати по трасі Коломия—Чортків—Тернопіль довжиною близько 220 км (рис. 7).

Сучасні вертикальні рухи земної кори на території Карпат вивчаються зараз у двох основних напрямках: 1) виявлення вертикальних деформацій земної кори в масштабах регіону для складання карти сучасних вертикальних рухів Радянських Карпат — частини карти третього наближення Європейської частини СРСР; 2) комплексні дослідження на порівняно невеликому полігоні для систематичного вивчення сучасних вертикальних рухів земної кори і вікових варіацій фізичних полів (Карпатський геодинамічний полігон).

Полігон повторного нівелювання I класу Свалява—Чоп—Ужгород—Перечин—Свалява (периметр 162 км), що входить до Карпатського геодинамічного полігону, був замкнений у

1967 р. Швидкість обчислювалася для 40 знаків. Контроль відносних значень швидкості між нівелірними знаками здійснено на основі обчисленої нев'язки швидкості. Вона дорівнює нулю. Ці дані свідчать про збереження направленості сучасних рухів між першим і наступними нівелюваннями і вказують на відсутність помилок в обчислених значеннях швидкості.

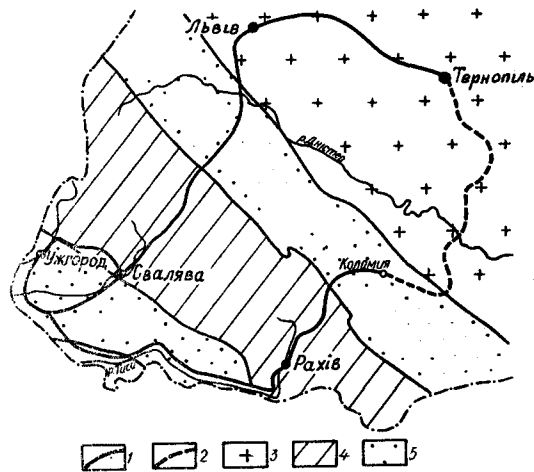


Рис. 7. Схеми полігонів повторного нівелювання I класу на території західних областей України:

1 — виконані до 1968 р. лінії повторного нівелювання I класу; 2 — запроєктовані лінії повторного нівелювання I класу; 3 — південно-західна частина Руської платформи; 4 — Карпати; 5 — Передкарпатський крайовий і Закарпатський внутрішній прогали.

Матеріал для вивчення ритмічності і виявлення періоду сучасних вертикальних рухів земної кори ми маємо на профілі Дуліби—Бескид, де виконано триразове повторне нівелювання. На рис. 8 нанесено п'ять кривих швидкості сучасних вертикальних рухів, одержаних для варіантів зіставлення нівелювань різних років. Для більшої наглядності криві швидкості накреслені тільки з використанням знаків, спільних для чотирьох нівелювань.

Для періоду 1888—1932 рр. спостерігається максимальне збільшення швидкості сучасних вертикальних рухів при віддаленні від Дуліб: Гребенів підіймається відносно вихідного пункту з швидкістю 1,1, а Бескид — 2,3 мм/рік.

Порівняння кривих швидкості, які відповідають інтервалам 1932—1954 і 1932—1962, 1963 рр., показує, що швидкості визначаються однозначно. Вони також мають максимальні значення: Гребенів опускається з швидкістю 0,7, Лавочне — 1,5 мм/рік.

Для майже рівних інтервалів часу (30—40 років) вловлюється чітка зміна інтенсивності сучасних вертикальних рухів земної кори. Амплітуда коливань для Гребенева становить близько 2 і для Бескида — 4 мм/рік. Абсолютне значення швидкості для інтервалу 1888—1932 рр. майже в 1,5 раза перевищує її значення для інтервалу 1932—1962 та 1963 рр. Це говорить

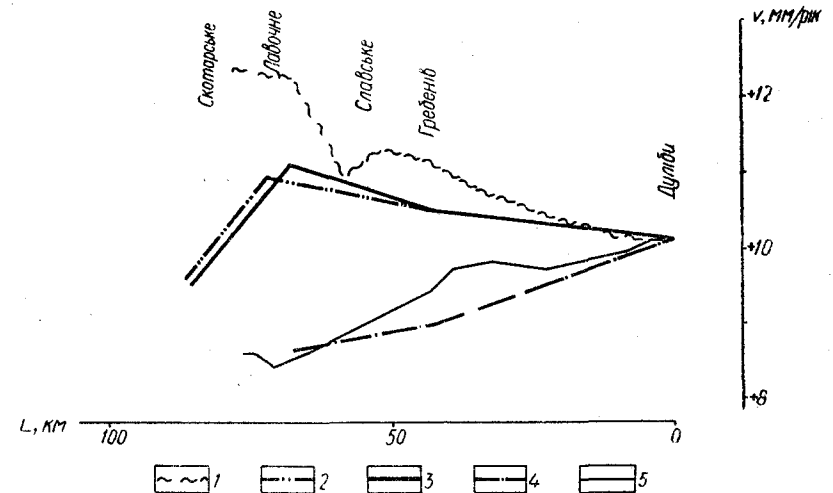


Рис. 8. Зміна темпу сучасних вертикальних рухів земної кори на ділянці Дуліби—Бескид. Криві швидкості для інтервалів часу (в роках): 1 — 1888—1932; 2 — 1888—1954; 3 — 1888—1962, 1963; 4 — 1932—1954; 5 — 1932—1962, 1963.

про те, що результуюча коливань, яка відображає віковий характер рухів земної кори Карпат, має позитивний знак. І дійсно, швидкість вертикальних рухів, визначена в інтервалах 1888—1954 і 1888—1962 рр. відносно пункту Дуліби, дорівнює: для Гребенева + (0,4—0,5), для Лавочного + (0,8—1,0) мм/рік. Обидві криві швидкості плавно підіймаються вгору.

Таким чином, наведені дані свідчать про зміну ритму сучасних рухів земної кори за період близько 60—80 років.

У цьому розділі доречно навести аналіз стійкості нівелірних знаків після землетрусу інтенсивністю до 6,5 бала, що стався 24 жовтня 1965 р. в 06^h 26^m 50^s 5 у районі м. Берегового (найсильніший за останні тридцять років на території Закарпатської області). Координати епіцентра, визначені за інструментальними даними сейсмічної сітки УРСР і зарубіжних країн, такі:

$$\varphi = 48^{\circ}18' \text{ і } \lambda = 22^{\circ}60'.$$

Магнітуда землетрусу, визначена за максимальним зміщенням в об'ємних і поверхневих хвилях, виявилася рівною 3,7.

Глибина гіпоцентра за макросейсмічними даними становить 4—5, а за інструментальними — 25—30 км.

Для дослідження вертикальних рухів, викликаних берегівським землетрусом у липні—жовтні 1966 р., відділом сейсмології Львівського філіалу ІГ АН УРСР було прокладено повторне нівелювання I класу через епіцентральної зону [111]. Траса повторного нівелювання Косини—Берегове—Вилок (довжиною 25,4 км) перетинає ізосейсти 3—6 балів. У початковому і кінцевому пунктах інтенсивність землетрусу дорівнює 2 балам. Останнє дозволяє вважати, що деформації земної кори в цих пунктах дуже малі у порівнянні з рухами в епіцентральної області [47].

Повторне нівелювання I класу виконувалося нівеліром НА-1 та інварними штриховими рейками. Яксть цього нівелювання характеризується такими значеннями помилок:

$$\eta = \pm 0,2 \text{ і } \sigma = \pm 0,05 \text{ мм/км.}$$

Включення до лінії повторного нівелювання I класу збережених знаків нівелювання I класу, яке проводилося в 1965 р., дало можливість порівняти результати двох вимірів — до і після землетрусу. Порівняння показало, що в межах ізосейст 3—6 балів різниці перевищень між нівелірними знаками не виходять за межі допусків, встановлених для розходження результатів високоточного нівелювання.

Наведені дані свідчать про те, що землетрус не привів до відчутних вертикальних деформацій земної поверхні. Якщо і відбувалися переміщення окремих блоків, то вони не перевищують точності вимірів.

V. СУЧАСНІ ГОРИЗОНТАЛЬНІ РУХИ

Територія Радянських Карпат покрита густою сіткою триангуляцій різних класів. У зв'язку з тим, що швидкості повільних тектонічних рухів земної кори характеризуються малими величинами, нас цікавлять, в першу чергу, високоточні сітки.

Створення високоточної сітки триангуляції на території Карпат розпочалося у другій половині XIX ст. З 1860 по 1898 р. відповідно з міжнародною програмою вивчення форми і розмірів Землі Віденським військово-географічним інститутом була побудована обширна сітка триангуляції на всій території колишньої Австро-Угорщини.

Ця сітка в основному будувалася у вигляді полігонів периметром 800—1000 км, що утворювалися триангуляційними ланками довжиною 200—300 км, розташованими вздовж меридіанів і паралелей. На південному сході країни була побудована суцільна сітка триангуляції. Як ланки триангуляції, так і су-

цільні сітки склалися з трикутників, довжина сторін яких становила від 15 до 60 км.

Пункти геодезичної сітки закріплювалися підземними центрами, які виготовлялися з бутового каменю, цегли і бетонних пілонів. Максимальна глибина їх закладання дорівнювала 2,5 м.

При спостереженнях на пунктах триангуляції застосовувався вимір кутів у всіх комбінаціях (спосіб Шрейбера), переваги якого дістали широке визнання і який починаючи з 1870 р. замінив інші способи спостережень. Виміри кутів виконувалися однодумовими теодолітами фірми Штарке—Каммерер.

Для висновку про якість спостережень проведена оцінка точності кутових вимірів в тій частині сітки, яка побудована на території Карпат [96]. Максимальні нев'язки в трикутниках не перевищують $\pm 2''{,}24$, а середня квадратична помилка вимірного кута, обчислена за формулою Ферреро, становить

$$\mu = \pm \sqrt{\frac{\sum \omega^2}{3n}} = \pm 0''{,}70. \quad (16)$$

де $\sum \omega^2$ — сума квадратів нев'язок трикутників і n — кількість їх у сітці.

Таким чином, точність виміру кутів Віденським військово-географічним інститутом відповідає вимогам I класу згідно з «Інструкцією про побудову державної геодезичної сітки СРСР».

Повторними спостереженнями на ряді пунктів цієї сітки, виконаними через три чверті століття, встановлені зміни кутів, що досягають $5''$.

Величина і направленість лінійних зміщень пунктів триангуляції визначалися на двох ділянках австро-угорської сітки, тектонічних зонах південно-західного і північно-східного схилів Карпатської гірської споруди. Важливим моментом був вибір базисів, довжини і азимуту, які для обох вимірів є постійними величинами. Це припущення рівнозначне тому, що кінці базисів не змінюють свого взаємного положення або мають один паралельний зсув.

Після зрівнювання кутів першого і другого вимірів були обчислені координати пунктів відносно прийнятих вихідних базисів. За різницями значень координат визначені напрямки і величина зсуву кожного пункту. Розходження між знов виміряними кутами та їх попередніми значеннями перевищують середню квадратичну помилку різниці виміряних кутів, а це дозволяє вважати, що виявлені зсуви пунктів зумовлені тектонічними рухами земної кори.

Нами обчислено кілька варіантів координат пунктів сітки південно-західного схилу Карпат відносно різних базисів для визначення найбільш імовірної направленості зміщень геодезичних пунктів, що узгоджується з геологічним уявленням про горизонтальні тектонічні рухи на території Карпат.

При обчисленні відносно сторін, що лежать у Чоп-Мукачівській западині, спостерігається однакова спрямованість зміщень триангуляційних пунктів (рис. 9). Вектори зміщень у Складчастих Карпатах і південній частині Вигорлат-Гутинського пасма направлені в північно-східному, а вектори зміщень в північній частині пасма — в південно-західному напрямках. Величина сучасних горизонтальних зміщень на цьому схилі становить 2—6 мм/рік.

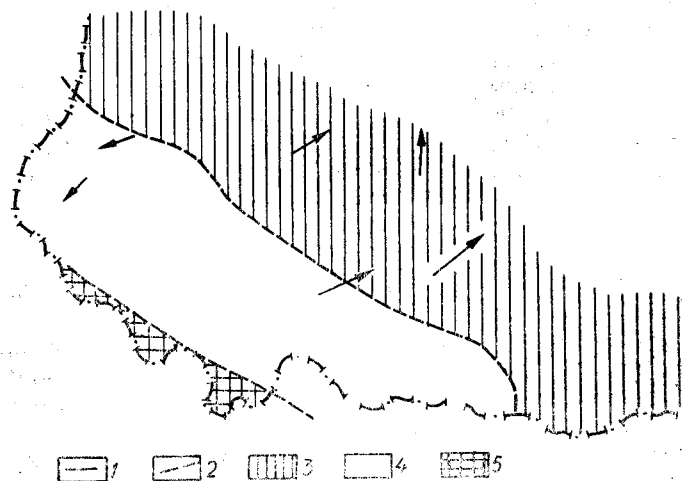


Рис. 9. Сучасні горизонтальні рухи земної кори на території Карпат:

1 — вектор лінійного зміщення; 2 — глибинні розломи; 3 — Складчаста частина Карпат; 4 — Закарпатський внутрішній прогин; 5 — Панонська депресія.

На північно-східному схилі Карпат через обмеженість повторних спостережень лінійні зміщення пунктів виявлені тільки відносно одного базису, паралельного основним поздовжнім порушенням. В цьому варіанті поздовжня направленість векторів зміщень, тобто така ніби внутрішня зона Передкарпатського крайового прогину і Скибова зона складчастої частини зазнали зсуву відносно зовнішньої зони прогину в північно-західному напрямку із зростаючою інтенсивністю від 9 до 14 мм/рік.

VI. ГЕОЛОГІЧНІ І ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

Матеріали комплексного вивчення сучасних рухів у кінцевому підсумку повинні дістати геологічну інтерпретацію, і це визначає роль геолога в узагальненні і аналізі одержаних даних, а також (при організації геодинамічного полігону) у вибо-

рі місця і напрямку досліджень. Але цим геологічні дослідження не вичерпуються.

Карпатський полігон для вивчення сучасних рухів охоплює територію, геологічна будова якої досить добре відома. Територія Карпат повністю покрита геологічною зйомкою, зокрема крупного масштабу; в Передкарпатському і Закарпатському прогинах пробурена величезна кількість свердловин. Вся ця територія вивчена також геофізичними методами.

За цих умов для інтерпретації одержаних нами результатів повторного нівелювання і магнітних вимірів цілком достатньо було скористатися наявними геологічними і геофізичними матеріалами, які характеризують геологічну структуру та історію її розвитку, в тому числі найновішу, і тільки в окремих випадках були потрібні спеціальні польові роботи для вивчення активних розривів земної кори.

Головна увага при польових дослідженнях приділялась розв'язанню іншого завдання. При інтерпретації кривих швидкостей сучасних рухів виходять звичайно із зіставлення даної кривої з геологічною структурою і рельєфом. В результаті робляться висновки про особливості розвитку рухів (про унаслідування сучасних рухів або, навпаки, про інверсію тектонічного режиму, про диференціацію рухів, а також про сучасну активність розломів земної кори і т. п.). На жаль, іноді при цьому геологічного пояснення сучасним рухам по суті не дається, а з багатого арсеналу геологічних понять просто вибирається те, яке в даному випадку більше підходить.

Отже, краще порівнювати сучасні рухи не з самою структурою, а з тими рухами, які її створили, хоч це не завжди можливо. В тих же рідкісних випадках, коли в нашому розпорядженні є кількісні дані про рухи земної кори в геологічному минулому, не всі вони мають для нас однаково цінність.

Основні риси геологічної структури і головні форми рельєфу навіть в молодих альпійських геосинклінальних областях створені сотні тисяч і мільйони років назад, не кажучи вже про області давньої складчастості. Тому дуже важко одержати достовірні якісні і особливо кількісні дані, що характеризують рухи земної кори в період між утворенням структури (рельєфу) і виміром її сучасної тектонічної активності. Враховуючи це, сучасні рухи в першу чергу слід порівнювати з рухами, які відбувалися в недавньому геологічному минулому — неогені і антропогені. Виняткове значення має порівняння сучасних рухів з рухами, які відбувалися в голоцені, тобто протягом останніх 10—12 тис. років.

Вивчення голоценових рухів ґрунтується на наймолодших геологічних документах, якими всередині континенту є заплавні тераси річкових долин. Тераси є одним із об'єктів, при вивченні яких успішно поєднуються геологічний і геоморфологічний ме-

тоди. З одного боку, досліджується будова алювію, що складає терасу (важливі його вік, склад, фаціальні зміни), а з другого — вивчається морфологія тераси (висота уступу, характер поверхні, поперечний і поздовжній профілі та їх деформація).

ВИВЧЕННЯ ПОЗДОВЖНЬОГО ПРОФІЛЮ р. УЖА ТА БУДОВА ІІ ПЕРШОЇ ТЕРАСИ

Річка Уж вибрана для вивчення тому, що її долина є західною межею Карпатського полігону і по ній проходять лінії повторного нівелювання. Це дозволяє порівнювати голоценові рухи земної кори з сучасними.

В умовах повної нерухомості ложа і однорідності складчастих його порід поздовжній профіль наближається до плавної кривої («профіль рівноваги», «ідеальний профіль» та ін.). В дійсності плавність поздовжнього профілю порушується через гідрологічні, літологічні і тектонічні фактори. Виявити ці деформації і визначити, чим вони зумовлені, можна, якщо побудувати поздовжній профіль річки. Щоб вибрати метод, який розкриває найбільші можливості для інтерпретації поздовжнього профілю річок в умовах Карпат, вирішено було порівняти профіль, складений по крупномасштабній топографічній карті, і профіль, одержаний в результаті нівелювання водної поверхні із згущенням опорних пунктів виміру рівня. За літературними даними, спеціальне нівелювання річки для вивчення сучасних рухів виконується в тих випадках, якщо поздовжній профіль, складений по карті, не задовольняв цієї мети. Крім того, для відрізка русла побудовано профіль з гранично густою сіткою пікетів, який відображає нерівності русла, що викликані нерівномірними нагромадженнями алювію і виходами корінних порід, враховує переكاتи (перепади) і плеса (заводи). Нарешті, виходячи з того, що уклон русла прямо впливає на швидкість течії, для відрізка річки був складений профіль за гідрометричними спостереженнями. Швидкість течії вимірювалася гідрометричною вертушкою типу Ж-3 (конструкції М. Є. Жестовського) в місці найсильнішої течії і на постійній висоті від дна (30 см) (табл. 12).

В багатьох працях, присвячених аналізу поздовжнього профілю річок, вплив гідрологічних факторів на характер кривої зводиться виключно до констатації факту, впадає чи не впадає будь-яка притока в основну річку безпосередньо вище виявленої деформації. З точки зору гідрології це надзвичайно примітивний підхід, тому що зовсім не враховується роль руслових процесів у формуванні рельєфу дна. Тим часом дослід детального профілювання р. Ужа з урахуванням всіх переكاتів і плесів переконливо показав, що за рахунок однієї нерівномірності

Спосіб складання профілю	Крайні точки	Довжина відрізка річки, км	Примітка
По топографічній карті	Невицьке—Перечин Сіль—Ставне	28 24	} 52
За даними нівелювання	Невицьке (гребля)—Ставне (церква) Невицьке (гребля)—Боздош В районі Перечина	67 20 6	
За даними гідрометрії	Невицьке—Ужгород Ужгород—Сторожниця	12 8	} 20

процесу нагромадження алювію в руслі гірської річки водна поверхня набуває уклони, які цілком сумірні з тими деформаціями, що встановлюються при нівелюванні з відстанню 150—200 м між точками виміру. При такій густоті пікетів на поздовжньому профілі гірської річки відображаються нерівності потоку, створені русловими процесами, зокрема нерівномірним нагромадженням алювію і нерівномірним розмивом річкою свого ложа. Нагромадження галечнику, що чергується з плесами, утворюють на дні уступи, які накладаються один на одний, і на профілі їх можна прийняти за деформації, зумовлені тектонічними причинами. До тієї ж помилки може привести нехтування нерівномірністю розмиву. Особливо наочні випадки, коли русло річки роздвоюється, обтікаючи острів. Профілі, складені для обох потоків, можуть значно відрізнятись, в той час як літологічні і структурні умови тут однакові. Виходячи із сказаного, численні дрібні зломи профілю, що відповідають зміні висоти до 1 м, нами не розглядалися.

Річковий потік — надзвичайно чутливий індикатор блокових переміщень земної кори. Ці переміщення, змінюючи нахил його ложа, безпосередньо впливають на швидкість течії і викликають тим самим зміну режиму річки, включаючи ерозію і акумуляцію в її долині. Як відомо, зміна складу і потужності алювію вказує на підняття або опускання поверхні. На цьому базуються фаціальний і літологічний критерії виявлення направленості тектонічних переміщень по алювію.

Очевидно, що при певних умовах сама по собі зміна швидкості течії може служити критерієм для встановлення сучасних рухів. По тахіметричному профілю річки можуть бути знайдені деформації поздовжнього профілю, в тому числі і тектонічні. Якщо за аналогією з повторним нівелюванням порівняти між

собою два тахіметричних профілі, складені в різний час (через 5—10 років), то у випадку тектонічних рухів другий профіль відрізнятиметься від першого. За характером змін, що сталися (виключаючи звичайні сезонні зміни), мабуть, можна буде судити про розмах і направленість рухів.

Виходячи з цих міркувань, для відрізу Ужа довжиною 20 км був складений тахіметричний профіль. При порівнянні кривих, одержаних для гірського і передгірного відрізків річки, виявляються істотні відмінності: в горах коливання швидкості значно різкіші, ніж в передгір'ях, а піки на кривій розміщуються частіше (рис. 10). Щодо інтерпретації одержаних кривих, то

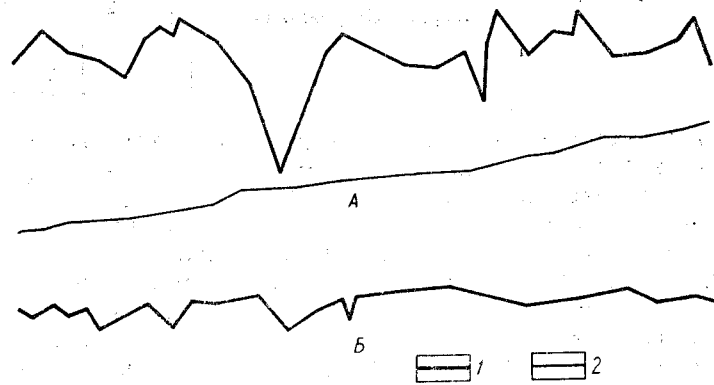


Рис. 10. Криві швидкості течії р. Ужа:

1 — крива швидкості; 2 — профіль ложа; А — гірський відрізок долини (видно зменшення швидкості на плесі перед уступом ложа); Б — рівнинний відрізок долини.

очевидно, що для гірських річок, де крива швидкості течії відбиває нерівності дна, викликані гідрологічними причинами, вона для виявлення сучасних коливань поверхні, мабуть, мало придатна. Однак помітна зміна характеру кривої, яка відмічається при виході річки з гір (де, однак, ще значною мірою зберігається русловий режим гірської річки), дозволяє сподіватися, що цей гідрометричний (тахіметричний) метод виявлення сучасних рухів можна застосувати для невеликих рівнинних річок.

Поздовжній профіль Ужа порівнювався з крупномасштабними геологічними картами. Результати виявилися дещо несподіваними. З одного боку, дві великі деформації профілю (одна починається в с. Жарнаві, друга — нижче с. Солі) збіглися із скидами, які розміщені косо відносно русла. На профілі (рис. 11) відмічається опуклість, яка простежується в річці на відстані 3—5 км і досягає висоти (над хордою) 4 м. В одному випадку розрив проходить на початку, в другому — на кінці

опуклості (відносно течії): З другого боку, багато великих розривних порушень, встановлених геологами, ніяк не відбилися на поздовжньому профілі*. Найпростіше було б пояснити це припущенням, що одні розриви «живі», інші — ні. Та цілком можливо, що причина не тільки в цьому. Щоб зробити кінцевий висновок, потрібно врахувати ряд моментів (достовірність розриву, його тип і структурне вираження, гідрологічні і літологічні умови, будова русла і молодих терас) (рис. 11).

У будові першої тераси Ужа спостерігаються такі особливості. На відрізку річки від с. Ставного до м. Ужгорода (бли-

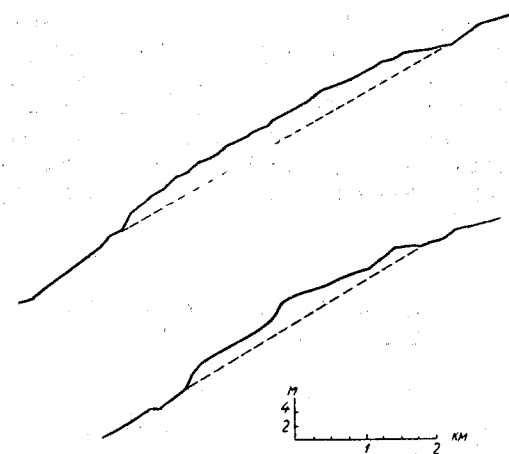


Рис. 11. Деформація поздовжнього профілю р. Ужа в районі сіл Жорнави (вгорі) і Солі (внизу).

зько 80 км) алювій тераси складається з двох шарів: внизу галечник, зверху жовтувато-сірий супісок. В деяких місцях розріз складений тільки однією з цих порід. Нерідко в супіску зустрічаються тонкі прошарки гальки. Висота тераси на значному протязі майже однакова — близько 1,5 м (коливання часто бувають в бік збільшення висоти — 1,7—1,8 м). Потужність обох шарів алювію загалом можна вважати однаковою, проте ближче до місця виходу річки з гір дещо переважає галечник. Від району Перечина висота тераси швидко збільшується, починаючи з 2,3—2,5 м і досягаючи в районі Доманинців (перед виходом річки на рівнину) 4,5 м.

Корінного цоколя у першій терасі, як правило, немає. Знайдений він лише в чотирьох місцях: в районі с. Вел. Березного

* Не відбилися на профілі Ужа поздовжні скиди, встановлені нами на північ від м. Ужгорода (проти с. Доманинців), де річка на протязі 250 м тече по корінних породах.

та біля сіл Кострини і Дубринича. В усіх цих місцях в руслі річки спостерігаються пороги. Але в багатьох інших випадках проти порогів тераса позбавлена чоколя. Поява корінного чоколя пов'язана з локальними переміщеннями по розривних порушеннях у фліші. З появою чоколя зростає висота тераси: в одних випадках тільки за рахунок чоколя (Дубринич, Кострина), в інших — збільшення потужності алювію (с. Вел. Березний). Останнє вказує на коливальний характер руху: підняття передувало опусканню; з'являється півтораметрова галечна тераса, яка або примикає до деформованої ділянки першої тераси (с. Вел. Березний), або розвинута самостійно (на північ від устя Тур'ї). Отже, при диференційованих рухах земної кори тераса однієї висоти може мати різний вік. Півтораметрова галечна тераса Ужа — ознака сучасного підняття. Є документальний доказ цього: в районі Перечина виникла тераса там, де на карті більше ніж десятирічної давності показана галечна обмілина. Русло перемістилося, і тепер поверхня тераси не розмивається, а покрита тонким шаром супіску, ґрунту і трав'янистою рослинністю.

ДИСЛОКАЦІЯ ДРУГОЇ ТЕРАСИ УЖА В РАЙОНІ ДУБРИНИЧА

Першим двом терасам Ужа, які розвинуті на гірському його відрізку, відповідає одна тераса в передгір'ї. Вік цієї тераси пізньовюрмсько-голоценовий, отже, вік другої тераси у горах визначається як пізньовюрмський. Однак не виключено, що формування другої тераси завершилось вже в голоцені. Так чи інакше, деформація рівня першої і другої терас або зміна розрізу алювію, що вказує на тектонічні рухи, свідчить одночасно про дуже молодий вік цих посувань.

У долині Ужа вивчення низьких терас включало спостереження над відносною висотою, складом алювію, корінним чоколем цих терас і над співвідношенням у розрізі тераси руслової і заплавної фацій алювію.

Село Дубринич розташоване на південно-західному схилі Карпат на території внутрішньої флішевої зони, поблизу її межі з зоною Скель. В районі села розвинуті відклади палеогену (еоцену), а на правому березі Ужа товща осадочних порід прорвана інтрузією мікрогранодіориту, генетично зв'язаною з вулканітами Вигорлат-Гутинського хребта, який простягається на південь.

У Зарічівсько-Дубриницькій улоговині (рис. 12) перша тераса на великому протязі межує з річкою по крутому уступу, який під час повені підмивається. Вона складена внизу русловою фацією алювію — галечником, вверху — заплавною фа-

цією — жовто-сірим супіском з блискітками слюди. Висота уступу 1,7—2 м. В одному місці в підшві першої тераси з'являється корінний чоколь, а висота її зростає до 2,5 м.

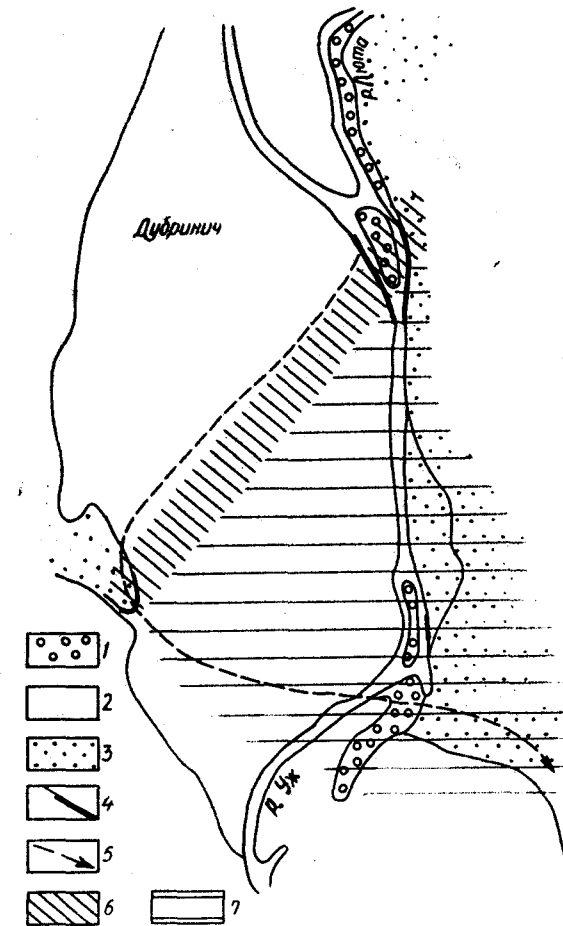


Рис. 12. Схема Зарічівсько-Дубриницької улоговини:

1 — галечна заплава; 2 — перша тераса; 3 — друга тераса; 4 — корінний чоколь тераси; 5 — здогадний напрямок річки в голоцені; 6 — бар'єр, збіжний з тектонічним розривом; 7 — озероподібне розширення річки в голоцені.

Другу терасу на лівому березі Ужа біля Дубринича на великому протязі відокремлює від річки тільки смужка бичівника. На правому березі ця тераса піднімається над першим уступом, який заріс чагарником. Саме друга тераса Ужа дає

підставу припускати існування в районі Дубринича найновішого розривного порушення.

Аномальна будова другої тераси виявляється на лівому березі, де численні зсуви відслонили її уступ (самі по собі ці зсуви викликані особливим складом алювію). Вище і нижче Дубринича будова другої тераси більш-менш одноманітна: на корінному цоколі різної висоти місцями його немає, лежить галечник, ним же вкритий жовто-бурий делювіальний суглинок (біля Вел. Березного в підшві суглинку спостерігається ліза сірої пластичної глини). Аномальний розріз другої тераси простежується від устя лівої притоки Ужа Люти до півтораметрового уступу, який обмежує другу терасу, тобто на протязі 2 км. Тераса тягнеться вздовж лівого берега суцільною розширеною на південь смугою, яку переривають лише долини двох невеликих приток Ужа. Повна довжина дубриничького відрізка другої тераси ще більша: вона на 1,5 км заходить у долину Ужа.

Простежимо за розрізом алювію другої тераси. В долині Люти (недалеко від устя) вона складена галечниками і позбавлена суглинкового покриву. Перед крутим поворотом і виходом річки у долину Ужа висота цієї тераси дорівнює 6—7 м (4—5 м над першою терасою), вона знизу доверху складена галечниками. Після повороту висота другої тераси зростає до 10 м над рівнем річки, від якої її відокремлює вузька смуга заплави. В уступі тераси відслонюється тільки галечник.

В місці злиття Люти з Ужом в підшві алювію другої тераси, а також в руслі річки несподівано з'являються корінні породи — масивні крупнозерністі пісковики, що переходять у гравеліти. Висота корінного цоколя швидко збільшується внаслідок зменшення потужності галечнику. Нижче за течією на протязі близько 100 м тягнеться скелястий обрив, в якому відслонюються пісковики і гравеліти, а цоколь різко понижується, і з'являється алювій цілком іншого складу, ніж раніше. Корінні породи з русла підіймаються на всю висоту уступу другої тераси (на 10 м), а потім понижуються до рівня річки і, таким чином, утворюють на правому березі Ужа великий виступ. На всьому цьому відрізку річки гравіти корінних порід виступають з води. На правому березі корінні породи утворюють цоколь першої тераси висотою близько 1 м при висоті уступу 2,5 м. Вниз за течією цоколь цієї тераси понижується і зникає, як і на лівому березі у другої тераси.

Нижче виступу корінні породи знаходяться на рівні води, а ще нижче — підіймаються над цим рівнем на 1—1,5 м. Пісковики повністю зникають в обривах берега і русла Ужа на 0,5 км нижче того місця, де вони з'явилися вперше. У минулому виступ корінних порід був перепорою — природною дамбою, по обидва боки якої режим водного середовища сильно відрізнявся.

Борт кам'яного бар'єра повернутий по течії річки і круто знижується до рівня води. В береговому обриві видно, що до нього безпосередньо прилягає зверху товща глинистих порід, внизу — галечник. Заміна корінних пісковиків алювіальними глинами є причиною розвитку зсувів на відрізку правобережжя, нижче бар'єра. Один із зсувів розвинутий на межі з корінними породами і маскує їх контакт з алювієм. Однак і тут видно обидві алювіальні товщі: галечник (видима потужність 4 м) і глини. З голубувато-сірою глиною різко межує делювіальний жовто-бурий суглинок (2—3 м), яким закінчується розріз.

Краще за все розріз алювію другої тераси представлений дещо нижче за течією протягом 50 м (за зарослою ділянкою правого берега): У свіжій вимоїні під покривом делювіального суглинку простежується:

1. Глина голубувато-сіра, піскувата, з рідкісними тонкими	3 см	
проверстками вохристо-жовтого піску		4 м
2. Глина плямиста, фіолетово-бура і сіра, сильно піскувата,		
з лізнями вохристого піску		0,4 м
3. Пісок сірий, з вохристими плямами, тонкозернистий		0,55 м
4. Глина пластична, фіолетово-сіра		0,2 м
5. Глина бура, пластична. При вивітрюванні розпадається на		
фрагменти (подібна до гравію)		0,2 м
6. Глина сильно піскувата, сіро-бура, щільна, з вохристими		
плямами		0,6 м
7. Тонкий проверсток гравію і дрібної гальки		0,05 м
8. Глина голубувато-сіра, сильно слюдиеста		0,25 м
9. Галечник. В покрівлі зцементований в плиту	(5—10 см)	
Галька середньої величини і дрібна, переважає над валунами.		
Складається з різноманітних пісковиків, а також кременю і ефузив-		
них порід (лав). Зрідка зустрічаються проверстки піску		5 м

Нижче за течією в обриві правого берега є ще кілька місць, де видно розріз другої тераси, що скрізь зберігає двочленну будову (внизу галечник, над ним піскувато-глинисті верстви). Там, де висота тераси досягає 3,5 м, друга тераса опускається похилим поперечним уступом (поверненим на південь) до першої. Тут, в найбільш віддаленому від Дубриничького бар'єра місці, де спостерігається аномальний розріз алювію другої тераси, він такий:

1. Глина сильно піскувата, попелясто-сіра, з іржавими плямами і тонкостовпчастою окремістю	0,5 м
2. Глина, яка переходить у такий же плямистий, глинистий пісок, що межує з галечником, який його підстелює, по хвилястій лінії	0,7—1,5 м
3. Галечник, галька в середньозернистому піску. Часто зустрічається світла галька сильно зміненого мікрогранодіориту, поширеного вище в долині	2 м

На всьому протязі від бар'єра друга тераса не має корінного цоколя. Винятком є невелика ділянка тераси довжиною 50 м, розташована між селами Дубриничем і Зарічевом, нижче

устья лівої притоки Ужа. Корінні породи представлені тонковерстуватою пачкою темно-сірих слюдистих аргілітів і алевролітів, які підіймаються лише на 0,3 м над водою. На цьому цоколі лежить галечник (2 м), а вище — піщано-глинисті породи потужністю близько 3 м.

Зменшення висоти другої тераси з 10—12 до 3 м між Дубриничем і Зарічевом викликано частково тектонічними причинами пониження покрівлі галечнику з 5 до 2 м над рівнем річки між обома виходами корінних порід на відстані 1,5 км, а подекуди ерозією і денудацією. Розмивом пояснюється зниження поверхні другої тераси під Зарічевом в період формування першої тераси, коли русло річки круто повертало на схід, зрізуючи другу терасу на всю її ширину. Це викликало активізацію площинного змиву в тій її частині, до якої підступала річка.

Нижче аномальної ділянки, в с. Зарічевому, друга тераса складена галечником, який прикритий чохлам жовтого лесовидного суглинку (4 м і більше). Церква в цьому селі стоїть на невеликому виступі корінних порід (масивний сірий пісковик), але легко переконатися, що це ерозійний останець: на відміну від Дубриницького бар'єра до цього виступу зі всіх боків прилягає галечник. Очевидно, в минулому це був скелястий острівець посередині річки. В розрізі другої тераси галечники неодноразово обволікають виступи корінних порід.

На південний захід від с. Дубринича у рельєфі чітко виділяється фрагмент другої тераси довжиною 0,5 км, який піднімається над рівною поверхнею першої тераси у вигляді крутого уступу, зарослого чагарником. З півдня він обмежений долиною невеликої притоки Ужа.

В цьому місці друга тераса, як і на лівобережжі Ужа, має корінний цоколь, який тут складається не з пісковика, а із світлої сильно зміненої (коалінізованої) туфоподібної виверженої породи. За даними буріння і мікроскопії, це пластова інтрузія мікрогранодіориту. У відслоненні на схилі долини струмка висота корінного цоколя відносно першої тераси становить близько 6 м, потужність верстви галечнику 4—6 м, покриваючого галечник жовто-бурого делювіального суглинку — 2—4 м. Корінні породи знаходяться тут на висоті 10 м над рівнем річки, тобто на такій же висоті, як і на лівому березі в місці найбільшого їх підйому. На північному кінці даного фрагмента цоколя у тераси немає, з чого виходить, що в цей бік він не понижується.

Отже, можна припустити, що кам'яний бар'єр на лівому березі Ужа, нижче устья Люти, простягався звідси в південно-західному напрямку до підняття корінних порід на правому березі. При такому припущенні легко зрозуміти, чому 1) піщано-глинистий алювій розвинутий саме на цій ділянці долини протяжністю 2 км і 2) має своєрідний літологічний склад, що не характерно для гірської річки.

Відповідь на перше питання дає положення бар'єра в долині. Перегородивши долину навскіс, бар'єр відрізав від річки ту ділянку лівого берега, де друга тераса має аномальну будову. Річка не могла повернутись сюди поки існував бар'єр, тому що він направляв русло до правого берега, де, очевидно, був прохід. Разом з тим осадки, розвинуті нижче бар'єра, свідчать, що вода затопила і цю частину долини. В утвореному озероподібному розширенні річки відкладався тільки дрібний уламковий матеріал: глинисті і піщані частинки; галька відносилася річкою далі.

Відповідаючи на друге питання, слід мати на увазі, що притиснена до правого берега річка енергійно розмивала м'який інтенсивно коалінізований мікрогранодіорит. Цим і пояснюється велика кількість глинистого матеріалу і світлий колір глин, що відкладалися в затоці. Цілком зрозуміло, що до такого результату не міг привести розмив лише порід флішу, серед яких переважають пісковики. Про розмив же туфоподібного мікрогранодіориту в період формування другої тераси незаперечно свідчить, як ми бачили: 1) залягання галечнику безпосередньо на цій породі, 2) наявність гальки і валунів цієї породи в складі алювію другої тераси нижче за течією.

Чим було викликано утворення Дубриницького бар'єра на Ужі? Розглядаючи наявні дані, важко уявити іншу причину, крім найновіших рухів вздовж розриву земної кори. Такий висновок ґрунтується на ряді фактів. Описані явища слід розглядати на фоні давно встановленої неотектонічної активності району (розриви земної кори і магматизм). Геологорозвідувальні роботи Закарпатської експедиції (1959 р.) встановили на правобережжі Ужа великий скид північно-східного простягання, переміщення по якому відбувались і після верхнього пліоцену, бо він розсікає андезитові туфи гутинської світи. Такого ж віку система розривів, якою була розбита на блоки пластова інтрузія мікрогранодіориту. Інтрузія і дайки, що її супроводять, не давніші за верхній пліоцен. Є й інші розривні дислокації. Розрив північно-східного простягання, що обмежує область розвитку еоцену вище устья Люти, встановлений зйомочними роботами тресту «Львівнафтогазрозвідка» (1966), нарешті, існує варіант зовнішньої межі Магурського покриву (Б. Н. Чалий), при якому ця межа перетинає Уж нижче устья Люти і майже збігається з Дубриницьким бар'єром.

На тектонічні переміщення голоценового часу вказують зниження покрівлі галечнику другої тераси від бар'єра вниз за течією, високе положення цього галечнику на правому березі Ужа там, де раніше була найнижча ділянка бар'єра, через яку переливалася річка. Амплітуда підняття, що пізніше відбулося, становить не менше 10 м. Середня швидкість підняття була 1 мм/рік. Не випадкове і з'явлення корінного цоколя першої

тераси Ужа саме проти виступу корінних порід на лівому березі. Це і дещо більша висота тераси на цьому місці говорить про те, що підняття описуваної ділянки продовжується.

Є факти, які свідчать про тектонічне походження Дубриницького бар'єра. Разючий контраст в складі алювію на лівобережжі Ужа вище і нижче виступу корінних порід не тільки вказує на існування бар'єра, як такого, але і вимагає признання двох таких положень: 1) припинення нагромадження галечнику нижче бар'єра сталося в результаті його підняття (двсло при цьому відхилилося на захід); 2) нагромадження в «нижньому б'єфі» товщі осадків своєрідного складу, що не має фацияльних аналогів у долині Ужа, є результатом опускання поверхні (при цьому утворилося озероподібне розширення річки).

Механізм утворення бар'єра уявляється нам у вигляді «ножиць»: північно-західне крило бар'єра підіймалося, південно-східне — опускалося; амплітуда рухів зростала від правого берега до лівого.

Можна, звичайно, припустити, що бар'єр утворився не на початку голоцену (цей час визначено, виходячи з віку другої тераси) і не внаслідок неодислокації, як ми вважаємо, а існував раніше у вигляді ерозійної форми рельєфу. Але при цьому залишаються без пояснення такі моменти, як зниження покривлі галечнику другої тераси вниз за течією, особливості складу і потужність алювію нижче бар'єра, відсутність тут гальки зміненого мікрогранодіориту і поява її в розрізі нижче за течією, підняття цоколя другої тераси на правому березі, де вона складена породами, що легко розмиваються, і т. ін.

ГОЛОЦЕНОВІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ НА ЗАКАРПАТСЬКІЙ РІВНИНІ

Закарпатська рівнина знаходиться біля підніжжя Карпатського хребта. По ній протікають річки, які починаються на південно-західному схилі Карпат, — Тиса та її притоки: Уж, Латориця і Боржава. Поверхня рівнини є першою терасою цих річок. Рівнину покривають алювіальні відклади, які разом із залягаючими нижче потужними давніми галечниками були виділені в мінайську світу [23].

В описах терас карпатських річок [2, 46, 76, 80, 81] не порушується питання про поведінку першої (голоценової) тераси Ужа і Латориці при виході цих річок з гір на Закарпатську рівнину. У будові цієї тераси відбуваються значні і досить наочні зміни, що свідчать про молоді рухи земної кори.

Р. Уж. В межах м. Ужгорода і його найближчих околиць (Ужгород розташований на рівнині біля самих гір) можна спостерігати різке збільшення висоти уступу першої тераси (висо-

кої заплави) і зміни складу її алювію. В Карпатах протягом десятків кілометрів висота першої тераси над рівнем річки зростає вниз за течією незначно і поступово (1,5—1,8 м). Швидше збільшується її висота, починаючи від району Перечина, де річка перегинає блок земної кори, обмеженої глибинним Перипенінським розломом на півночі і молодим скидом на півдні. Тут до виходу річки на рівнину, тобто на відрізок довжиною близько 20 км, уступ першої тераси зростає з 2,3—2,5 до 4—5 м. Нарешті різка зміна висоти першої тераси (більше ніж вдвоє) відбувається на південь від скиду, в межах міста, на відрізок довжиною лише кілька кілометрів, одночасно змінюється склад алювію.

Ще на північній околиці Ужгорода (в Доманинцях) зберігається двочленний розріз алювію першої тераси, характерний для гірського відрізка річки (зверху слюди́стий супісок, внизу галечник). Тут (у місці, де до річки примикає дамба) висота тераси становить приблизно 4 м. Зразу ж після виходу річки на рівнину тераса має висоту 4 м і складена супіском (1 м) і галечником (3 м). На 2 км нижче, там, де річка робить круте коліно, картина різко змінюється. Тут висота уступу першої тераси дорівнює 8 м (рис. 13), і така ж висота спостерігається нижче за течією до державного кордону. Починаючи з цього місця, Уж тече серед прямовисних берегів ніби в мініатюрному каньйоні. Розріз алювію першої тераси, що спостерігається в

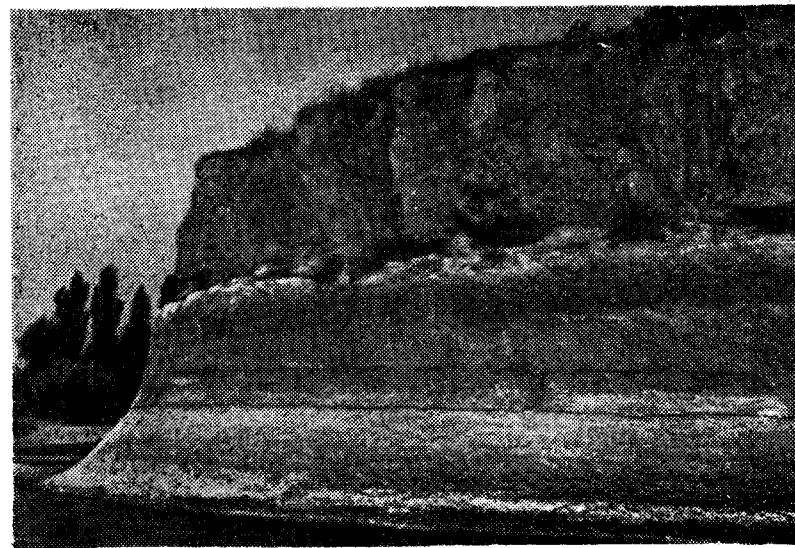


Рис. 13. Перша тераса Ужа в м. Ужгороді (видно гумусовий горизонт — темна смуга в середній частині обрива, а також базальний галечник — світла смуга над водою).

обривах берегів, характеризується майже повною відсутністю базального галечнику, переважно суглинисто-піщаним складом, наявністю (на висоті близько 2 м над руслом) витриманого бо-лотного (гумусового) горизонту темного прошарку, який складається з глини, збагаченої розсіяною органікою і обвугленим рослинним детритом (0,6 м).

Безпосередньо вище коліна перша тераса сильно розмита, але зберігся її останець (рис. 13). Він підіймається над двома терасами (4 і 2 м), що мають інший склад алювію.

Наведемо розріз алювію першої тераси на західній околиці міста (правий берег, звернувши вниз):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Дрібний щільний галечник. Підіймається над урізом води на 0,75 м | |
| 2. Жовто-бурий з темними плямами щільний суглинок | 0,75—2,0 м |
| 3. Темно-сіра піскувата глина з рослинним детритом | 2,00—2,60 м |
| 4. Суглинок, який зв'язує поступовим переходом шари 3 і 5 | 2,60—2,80 м |
| 5. Голубувато-сірий з жовтими плямами міцний суглинок | 2,80—3,50 м |
| 6. Жовтий з сірими плямами суглинок | 3,50—3,80 м |
| 7. Жовто-бурий з голубувато-сірими вертикальними смугами піскуватий суглинок | 3,80—8,00 м |

Болотний горизонт спостерігався нами на всьому доступному для дослідження відрізку річки (6,5 км). Зразок глини з шару 3 був проаналізований в радіовуглецевій лабораторії Тбіліського університету. Абсолютний вік його виявився рівним 12000 ± 360 років. Отже, перша тераса утворилась у пізньому юрмі — голоцені.

Дані буріння в районі Ужгорода повністю узгоджуються з матеріалами спостережень у відслоненнях алювію (рис. 14).

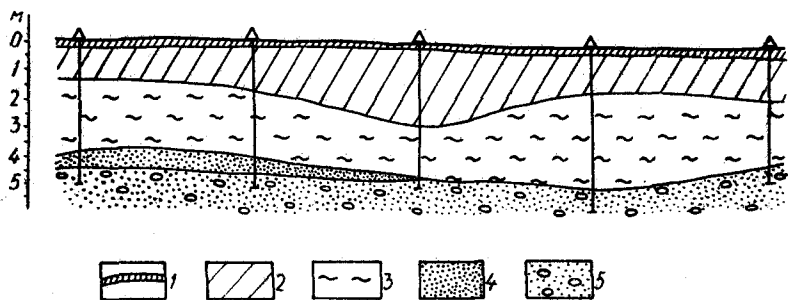


Рис. 14. Геологічний розріз у районі м. Ужгорода (за Е. С. Сахаровою):
1 — ґрунтовий шар; 2 — суглинок жовтувато-сірий; 3 — суглинок строкатобарвний;
4 — пісок; 5 — галечник.

Стрибок першої тераси збігається із скидом, який розтинає товщу плейстоценових галечників і є причиною різкої зміни їхньої потужності (рис. 15). Будова першої тераси Ужа свідчить про тектонічні переміщення вздовж цієї лінії в голоцені.

Р. Латориця. Глибина зрізу русла Латориці є наочним показником блокових рухів земної кори в межах Закарпатської рівнини. Річка, яка протікає обширною вирівняною поверхнею і не приймає скільки-небудь значних приток, здавалося б, повинна (в разі однорідного складу порід, що розвиваються) мати однакову глибину врізу. На відрізку від Сваляви до державного кордону висота уступу першої тераси непостійна, а закономірно змінюється від 2 до 8 м.

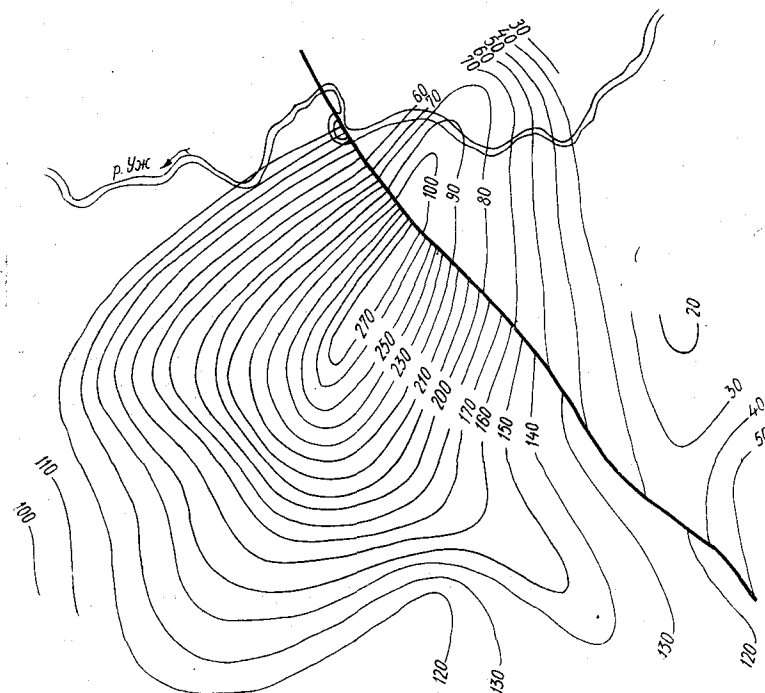


Рис. 15. Ізопахіти мінайської світи в районі м. Ужгорода. Жирною лінією показаний скид (карта складена за матеріалами буріння тресту «Львівнафтогазрозвідка» В. М. Утробіним і Ю. В. Коняшкіним).

В будові першої тераси Латориці (або високої заплави — вона частково заливається у високі повені) в порівнянні з аналогічною терасою Ужа є суттєві відміни. Вдвічі більша ширина долини Латориці (2—3 км на відрізку Чинадієве—Мукачеве) перед її виходом з гір (отже, інший режим річки в даному місці) є причиною того, що гірський тип алювію змінюється рівнинним ще в Карпатах. Головна відміна полягає в неоднаковій деформації поздовжнього профілю тераси. Поверхня тераси знає дуже похилі хвилеподібні підняття — незначне біля

с. Чинадієвого і відносно велике нижче Мукачєвого. Так, висота першої тераси нижче Сваляви збільшується від 2 до 3 м, а в районі Колчиного знову зменшується до 3 м. Підняття тераси супроводиться зміною складу алювію. Супісково-піщано-галечний алювій першої тераси, розвинутий вище по річці, уступає місце чергуванню шарів глинистого піску, вохристо-сірого суглинку, сірої пластичної глини, дрібного галечнику. Цей розріз вінчає тонкий шар супіску, а підстелюють його валунно-галечні нагромадження (місцями їх немає). В сірій глині, що лежить у підшві обриву правого берега Латориці біля сіл Чинадієвого і Колчиного, міститься багато обламаних стовбурів дерев і рослинний детрит. Нижче за течією висота першої тераси поступово збільшується, досягаючи максимальної величини (8 м і більше) в районі с. Нового Давидкового, а потім знов поступово зменшується до 2—3 м у районі Чопа (рис. 16). На всьому цьому протязі річка тече серед обривистих відслонених берегів (рис. 17).



Характерно, що з наближенням до максимальної деформованої ділянки першої тераси змінюється фаціальний склад алювію. Нижче Чинадієвського підняття на відрізку річки між Колчино—Мукачєве спостерігається перехід від шойно описаного розрізу знову до двочленного (супісок і галька). На західній окраїні Мукачєвого алювій першої тераси складається з супіску (0,5 м), строкатого суглинку і піску (3—4 м), в підшві якого місцями з'являються лінзи галечнику (0,5—1 м). Суцільна п'ятиметрова товща суглинку спостерігається нижче за течією в крутих мєндрах біля с. Підгорода. В районі сіл Старого і Нового Давидкового косоверстуватий пісок становить майже половину розрізу. В районі на північ від с. Доброні розріз супісково-піщано-суглинний, а на північ від Чопа під покривом супіску розвинутий один строкатий суглинок. Таким чином, зона найбільшого підняття першої тераси виділяється більшою грубістю алювію.

За даними буріння (А. О. Ільїна), на відрізку Латориці Нове Давидкове—Килоодь береги річки вище галечників мінайської світи складені суглинисто-піщаними осадами, потужність яких здебільшого змінюється в межах 6—8 м, іноді досягаючи 10—11 м. Це цілком погоджується з даними про склад і потужність алювію першої

Рис. 16. Зміна висоти тераси Латориці.

тераси, одержаними за спостереженнями в берегових обривах Латориці, але рідкісна сітка свердловин не дозволяє зробити висновок про будь-які закономірності в зміні потужності алювію.

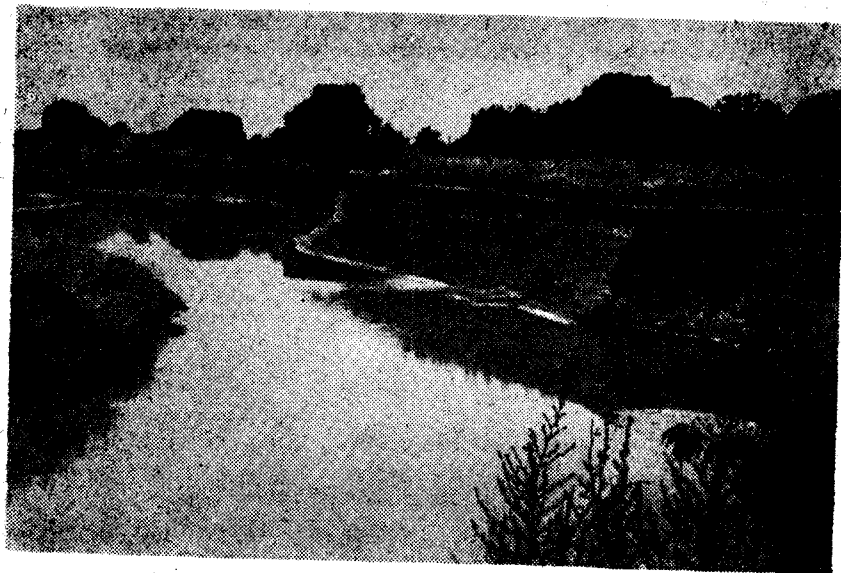


Рис. 17. Перша тераса Латориці.

В алювію першої тераси Латориці, як і на Ужі, відмічається витриманий шар, збагачений органічною речовиною, — болотний горизонт. Він простягається на відстані 4 км. Другою особливістю алювію є поховані в ньому і частково обвуглені стовбури дубових дерев, що досягають в діаметрі 0,5 м і більше.

Розріз першої тераси там, де вона помітно піднята (лівий берег Латориці, вище с. Нового Давидкового) (рис. 18), такий (зверху вниз):

- | | |
|--|------------|
| 1. Супісок жовто-сірий | 0,05 м |
| 2. Суглинок плямистий, голубувато-вохристій, при висиханні розпадається на призматичні стовпчики. Містить два більш темних проверстки (по 15 см) попелясто-сірих | 0,5—3 м |
| 3. Пісок плямистий, вохристо-сірий, косоверстуватий, з гравієм, містить лінзу рослинного детриту, а в нижній частині верстви — цілі стовбури дуба | 3—5,7 м |
| 4. Суглинок фіолетово-бурий, з численним обвугленим рослинним детритом | 5,7—6 м |
| 5. Суглинок темно-сірий | 6—6,1 м |
| 6. Суглинок сірий, з численними вицвітами вівіаніту | 6,1—6,3 м |
| 7. Глина пластична, вверху сіро-бура, нижче темно-бура. Разом з шаром 5 утворює гумусовий горизонт, що різко виділяється у відслоненні | 6,3—6,9 м |
| 8. Глина зеленувато-сіра, пластична | 6,9—7,05 м |

9. Суглинисто-супісовий шар, зеленуватий, з розрізною галькою 7,05—7,5 м
 10. Галечник, галька дрібна 7,5—8 м

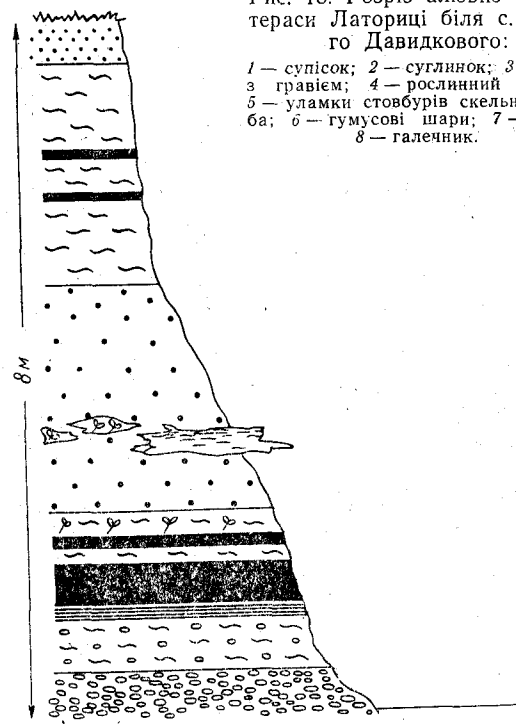
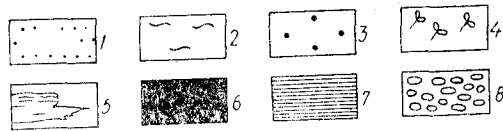


Рис. 18. Розріз алювію першої тераси Латориці біля с. Нового Давидкового:

1 — супісок; 2 — суглинок; 3 — пісок з гравієм; 4 — рослинний детрит; 5 — уламки стовбурів скельного дуба; 6 — гумусові шари; 7 — глина; 8 — галечник.



Місця знахідок стовбурів дерев, а також гілок і рослинного детриту в алювії першої тераси, очевидно, відносяться до одного стратиграфічного рівня. Скрізь між сусідніми знахідками виявляється корелятивний зв'язок, а там, де розвинутий болотний гумусовий горизонт, кореляція можлива по відношенню до нього. Винесення річкою на рівнину величезної кількості дорослих дерев (в одних тільки берегових обривах спостерігається багато десятків стовбурів) вказує на катастрофічний масштаб стихійного лиха (повінь), яке нанесло шкоду дубовим лісам у Карпатах (рис. 19). Деревина відклалися в алювії, коли вода спала, отже, майже в один час і на рівні, який грубо можна

прийняти за маркуючий. Якщо з цієї точки зору розглянути висоту залягання стовбурів над рівнем річки (рис. 20), то виявиться велика подібність між заляганням «горизонту з стовбурами» і поздовжнім профілем першої тераси (див. рис. 16). Вони утворюють підняття, склепіння яких повністю збігаються. В районі с. Чинадієвого поява горизонту з стовбурами пов'язана з самостійним підняттям тераси. Якщо цю деформацію не з'єднати з Новодавидківською, як це зроблено на рис. 20, то подібність між обома рисунками ще збільшиться.

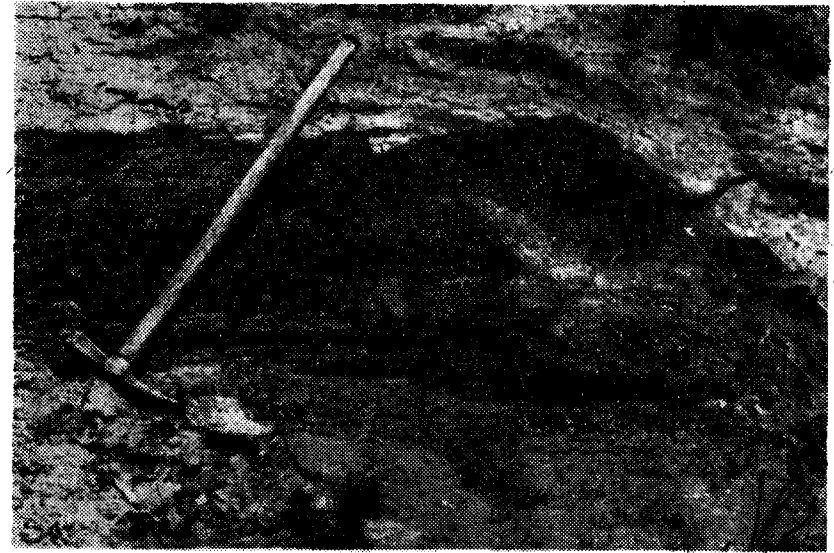


Рис. 19. Обвуглений стовбур скельного дуба в алювії першої тераси Латориці.

На основі цих даних можна зробити висновок, що Новодавидківська деформація першої тераси Латориці в структурному відношенні являє собою дуже похилу симетричну антиклінальну складку. Нахил її крил вимірюється долями градуса, але в той же час у районі с. Нового Давидкового він виражений досить чітко, бо поздовжній профіль русла Латориці дуже рівний. Цілком можливо, що складка відображує наявність розривів на глибині. Заслуговує особливої уваги той факт, що в склепінній частині складки розміщуються епіцентри місцевих землетрусів силою 5 і 6—7 балів (землетрус 1897 р. у Ракошині, землетрус 1864 р. у Великих Лучках та ін.). Розміщення епіцентрів наводить на думку про поперечне до Карпат простягання осі складки, тим більше, що розрив такого простягання в районі Мукачєвого намічається за геофізичними даними. Наявність, якраз у районі Нового Давидкового проходить межа між

осадочно-ефузивною іршавською і алювіальною чопською світами. Чопська світа відкладалася в глибокій западині (Чопська плейстоценова западина), межа якої ототожнюється з конседиментаційними скидами.

Р. Тиса. В межах Закарпатської рівнини Тиса протікає по території СРСР лише на відрізку Виноградів — Вилко. Тут ця річка, яка за водністю значно перевищує Уж і Латорицю, врізана значно менше за них. В районі Виноградів висота першої тераси 2,5, а в районі Вилка — 2,5—3 м. Нижче за течією в районі Бодалова, за даними Г. І. Раскатова [81], перша тераса має вже висоту 7 м. Поблизу устя Самоша (на території Угорщини) висота цієї тераси зростає до 11, а біля Чопа знову зменшується до 7 м [2]. На жаль, цих уривчастих даних недостатньо для структурних побудов, але коливання висоти першої тераси настільки велике, що за аналогією з Ужом і Латорицею його слід пояснити голоценовими коливальними рухами.

Висновки. Питання про вік першої тераси Тиси і її приток на Закарпатській рівнині вирішувалося дослідниками по-різному. Г. І. Раскатов [81] відносить першу терасу Тиси до голоцену, П. К. Заморій [39] — до вюрму. У зведеній статті Г. П. Алфер'єва [2] з цього питання є протиріччя. У тексті при описі фауністичних знахідок з алювію першої тераси Тиси Алфер'єв, відповідно з вюрмським віком фауни ссавців, відносить цю терасу до вюрму. Однак у зведеній таблиці терас карпатських річок вона (5—11 м) віднесена вже до голоцену, а її фауністичний комплекс перенесено в графу другої тераси (10—12 м).

Абсолютний вік одного з рівнів алювію першої тераси Ужа визначений як пізньовюрмсько-голоценовий. Цей висновок з повною підставою

Рис. 20. Зміна висоти залягання горизонту із стовбурами в алювії першої тераси Латориці.

можна поширити і на першу терасу Латориці, склад і будова алювію якої в дегалях аналогічні терасі Ужа.

Щодо першої тераси Тиси в межах Закарпатської рівнини, то відсутність необхідних даних не дозволяє поки з повною впевненістю вважати, що розріз алювію першої її тераси на

південь від Чопа аналогічний розрізу першої тераси Ужа і Латориці, але таке припущення досить імовірне.

Дійсно, з тих уривчастих відомостей, які наводять Г. П. Алфер'єв [2] та Г. І. Раскатов [81], відомо, що в районі с. Бодалова перша тераса складена 7-метровою товщею суглинку (під верствою супіску потужністю 1 м); біля м. Чопа, де ця тераса має таку ж висоту, і на південь від нього (вище і нижче по річці) вона складена піщано-глинистим і суглинистим алювієм, знижуючись до Токаю (біля устя Бодрогу) до 5 м і підвищуючись в районі Вашарошнамень, поблизу устя Самоша, до 11 м.

На Ужі і Латориці чітко видно, що описані відклади являють алювії однієї тераси (а не відносяться частково до верхів розрізу більш давньої похованої тераси). В цьому перш за все переконує той факт, що на обох річках виступає шар базального галечнику, завжди дрібного, що відрізняє його від галечнику давніх терас. Таким чином, цей алювіальний покрив Закарпатської западини досить чітко відрізняється від залягаючої нижче частини мінайської світи, складеної галечниками. Враховуючи поширення і особливості складу алювію першої тераси та його генезис, можна виділити ці осадки в самостійну верхню підсвіту мінайської світи.

Стратотипом підсвіти міг би бути розріз першої тераси Ужа в районі м. Ужгорода, а саму підсвіту можна було б назвати *ужгородською*.

Алювії першої тераси річок, що протікають по Закарпатській рівнині, підстелюють потужні галечники мінайської світи. Зміна галечнику піском або суглинком, в яких зрідка ще зустрічаються лінзи гальки, перевага суглинку алювію і широкий його розвиток по площі свідчать про зменшення швидкості течії річок і їх блукання після виходу з гір на широкому просторі. Часом тут існував озерно-болотний режим, про що говорить утворення болотного ґрунтового горизонту. Мабуть, темп прогинання земної кори значно знизився в голоцені. Минаючи «мертву точку», рух земної кори змінив свій знак. В результаті підняття в передгір'ях річки стали енергійно еродувати своє ложе.

Підняття в голоцені проходило нерівномірно, але максимальна амплітуда в різних місцях однакова і становить 8—10 м (рис. 21). Локальну деформацію голоценових терас слід пов'язувати з блоковими переміщеннями кори вздовж сейсмаактивних розломів. Межа піднятої ділянки першої тераси Ужа збігається з скидом, який трасується за даними бурових свердловин, тобто проведений з великою долею достовірності; так само, як і в районі Новодавидківського підняття на Латориці, з цією зоною збігаються епіцентри землетрусів. Таким чином, тектонічна активність, яка проявилася протягом голоцену, відчувається тепер. В той же час спостерігаються явища, які

ЧИ ЗАТУХАЮТЬ ТЕКТОНІЧНІ РУХИ В КАРПАТАХ?

Ставлячи питання, чи затухають рухи в Карпатах, ми маємо на увазі розглянути розвиток тектонічних, переважно вертикальних, рухів протягом четвертинного періоду.

Що розуміти під затуханням, коли йдеться про коливальні рухи земної кори? При затуханні коливання його амплітуда зменшується з бігом часу. Ця ознака має вирішальне значення і в даному випадку, але, як відомо, рухи земної кори мають свої особливості. Це надзвичайно повільні коливання (землетрусів ми тут не торкаємося), які, строго кажучи, позбавлені повторюваності.

Існують різні оцінки інтенсивності тектонічних рухів в антропогені. Нас цікавлять тільки ті висловлювання, що стосуються території Карпат. До цього часу про темп антропогенних тектонічних рухів у Карпатах судили виключно за їх амплітудою. У своїх роботах і в полеміці, яка розвернулася в 1907 р. на сторінках журналу «*Kosmos*», С. Рудницький вказував на те, що Карпати разом з прилягаючими до них територіями зазнали великого підняття в антропогені. Рудницькому в категоричній формі заперечував Е. Ромер. Пізніше ідею про інтенсивні тектонічні рухи в антропогені розвиває В. Буцура [12], а тепер додержується Т. Ю. Піотровська [71]. Протилежний погляд, згідно з яким головне підняття Карпати зазнали в пліоцені і на початку плейстоцену, має значно більше прихильників. Такої точки зору додержуються майже всі радянські дослідники (Г. П. Алфер'єв, І. Д. Гофштейн, М. П. Єрмаков, О. І. Спиридонов, П. М. Цись та ін.). Першим обгрунтував його Г. П. Алфер'єв [2].

Варто зазначити, що аргументація, яку наводили прихильники антропогенного підняття Карпат, не витримує критики. В свій час на це вказав Е. Ромер [127], Л. Савицький [128], Г. П. Алфер'єв [2] та ін.

Г. П. Алфер'єв (1948 р.), узагальнивши дані про висоту терас ряду карпатських річок (Б'ялка, Дністер, Прут, Арджеш, Верхня Тиса, Марош), прийшов до висновку, що в формуванні Карпатського хребта головну роль відіграли пліоценові і ранньоплейстоценові підняття.

Додержуючись в загальному близької думки, ми вважаємо, що Радянські Карпати в їх сучасному вигляді створені головним чином у доплейстоценовий етап розвитку. Ми намагаємося переглянути твердження про те, що антропоген в цілому — це період відносного тектонічного спокою, протягом якого рухи земної кори затухали [23].

Слід спинитися на таких двох моментах: 1) питання про рухи земної кори в Карпатах не можна вирішувати односто-

ронньо; поряд з підняттям, яке сприяло створенню і збереженню гірського рельєфу, відбувалося (правда, на значно меншій площі) й інтенсивне опускання земної кори; 2) підняття повинно розглядатися в двох планах: з одного боку, як загальне підняття регіону, а з другого — як рух окремих блоків кори, який відбувався з різною швидкістю і мав різний розмах (цей останній момент особливо підкреслюється в роботах Г. І. Раскатова [80]). Нас будуть цікавити рухи регіонального масштабу. До цього часу вважають, що послідовне зменшення висоти уступу терас карпатських річок, якщо розглядати тераси, починаючи з найбільш високої, вказує на затухання тектонічної активності в антропогені. В тих випадках, коли при цьому вказувався вік терас, він визначався за стратиграфічною шкалою антропогену.

Користуючись відносною геохронологічною шкалою, не можна одержати уявлення про швидкість тектонічних рухів, які відбулися. Можна (як це і зроблено в деяких роботах) говорити про послідовність і амплітуду рухів і тільки дуже наближено судити про темп, в якому вони відбувалися. Коли невідома абсолютна тривалість періоду, протягом якого утворився уступ тераси (приймаючи, що зріз річки є результатом підняття поверхні), зменшення уступу від одної тераси до іншої само по собі не вказує на характер коливання, тому що воно можливе і при затуханні, і при наростанні рухів. В антропогені обривається запис коливань земної кори, і в цьому випадку для міркування про характер кривої коливань необхідно порівнювати не величини піднять або опускань (ми не знаємо амплітуди коливань), а швидкість рухів. Якщо ми маємо справу з річковими терасами, важливо знати відношення висоти уступу (шлях) до тривалості підняття.

Дані про швидкість підняття (або опускання) повинні базуватися на абсолютній хронології. В Карпатах таким шляхом швидкості руху земної кори до недавнього часу не визначалися. Ми намагалися [25] зробити в цьому напрямі перший крок, зіставивши амплітуди неогено-антропогенних рухів з абсолютною тривалістю періодів, протягом яких відбувалися ці рухи (табл. 13). Табл. 13 доповнюють і добре з нею узгоджуються дані про швидкість тектонічних рухів, одержані нами для періоду, що охоплює пізній вюрм і голоцен. Спостереження над першою терасою притоків Тиси, Ужа і Латориці, що протікають в передгір'ях Карпат по Закарпатській рівнині, і визначення абсолютного віку алювію першої тераси дозволили встановити загальну швидкість рухів, які тут послідовно змінювалися (опускання і підняття). Швидкість голоценових рухів дорівнює 1,1 мм/рік, тобто має той же порядок, що і сучасні рухи земної кори, виміряні інструментально. Швидкість сучасних рухів у Карпатському регіоні становить 7—11 мм/рік.

Інтервал геохронологічної шкали	Тривалість періоду, млн. років	Об'єкт	Сумарний ефект руху	Амплітуда, м	Швидкість, мм/рік	Примітка
Неоген—антропоген	25	Гори типової для Карпат висоти	Підняття	750 1000	0,054 0,064	3 урахуванням швидкості денудаційного зрізу (0,024 мм/рік)
Пізній міоцен — нічні	15	Поверхня передгір'їв у Передкарпатті	"	500	0,033	
Пізній пліоцен — нічні	5	Підбескидська денудаційна поверхня	"	200	0,064	3 урахуванням швидкості денудаційного зрізу (0,024 мм/рік)
Антропоген	1,5	VII тераса Рівень VII тераси відносно рівня IV тераси Тераси Передкарпатського відрізу долини Дністра Рівень IV тераси відносно рівня I тераси	"	150 335	0,1 0,22	
Початок антропогену — рис	1,38	Тераси Передкарпатського відрізу долини Дністра	"	100 275	0,07 0,2	
Рис — ранній голоцен	0,11	Рівень IV тераси відносно рівня I тераси	"	45	0,4	
Ранній голоцен — нічні	0,01	I тераса	"	5	0,5	
Сучасний період	0,00007	Серединна зона Карпат	"	0,7	10,8	
Початок неогену — пізній міоцен	10	Зовнішня зона Передкарпатського прогину	Опускання	4000	0,4	
Антропоген	1,5	Чопська плейстоценова западина	"	500	0,33	
Пізній вюрм (пізньольдовиков'я) — нічні	0,012	I тераса Ужа в передгір'ях	Опускання + підняття	5,5 8	1,1	

Відомо, що чим більший інтервал часу, для якого визначається швидкість тектонічних рухів, тим менше абсолютне значення середньої швидкості. Відбувається компенсація рухів різного знаку, що зумовлена коливальним характером рухів земної кори. Останні мають вигляд складної кривої, на якій відображені коливання різних періодів — від дуже великих до дуже малих.

Розглядаючи табл. 13, можна відмітити послідовне збільшення швидкості підняття, яке свідчить про наростання тектонічних рухів в антропогені, у всякому разі з рису. При розрахунках ми прийняли, що врізання річки активізувалося в періоди посиленого розтавання льодовиків (міжльодовиков'я). Першопричиною ж цього явища було підняття земної кори в Передкарпатті: коли водність і разом з нею енергія Дністра зростали, підняття тільки більше відбивалися на морфології його долини.

Дані, одержані для Дністра, важливі тому, що показані для всього Карпатського регіону: тераси Дністра і ряди терас річок північно-східного схилу Карпат близькі між собою; більше того, тераси річок Радянських і Польських Карпат також подібні. Тераси південно-західного схилу дещо відрізняються, але оскільки відмінність полягає в більшій висоті уступу, то це може лише підтвердити зроблений вище висновок про темп підняття.

В Карпатському районі протягом антропогену найбільшого розмаху досягли не підняття, а прогинання земної кори [23]. В Чопській плейстоценовій западині, що розташована в західній частині Закарпатського внутрішнього прогину і продовжується на захід в межі Чехословаччини, в антропогені (починаючи з віллафранку) нагромадилася потужна товща осадків чопської і мінайської світ. Перша представлена переважно глинами, друга — галечниками. Потужність антропогенових відкладів досягає 500 м. Це визначає величину середньої швидкості руху земної кори, що дорівнює 0,3 мм/рік. У східній частині Закарпатського прогину за денудаційними рівнями встановлюється підняття в антропогені на 300 м (Ділоцький рівень — поверхня вирівнювання покрита давнім алювієм). Таким чином, розмах вертикальних рухів різного знаку досяг тут значної величини (800 м), що переконливо свідчить про найновішу тектонічну активність Закарпаття.

Отже, на поставлене в заголовку цього розділу питання можна відповісти, що за наявними даними антропоген (принаймні починаючи з рису) слід розглядати як період зростання тектонічної активності в Карпатах. Але треба мати на увазі, що цей висновок справедливий лише в тому випадку, якщо правильно зроблене вище припущення про те, що збільшення швидкості коливань земної кори в антропогені не є наслідком усереднення

коливань, а відображує хід якогось одного коливання. Оскільки швидкість цього коливання зростає, можна вважати, що воно ще не досягло амплітуди.

ПРО ТЕКТОНІЧНИЙ ФОН СУЧАСНИХ РУХІВ ЗЕМНОЇ КОРИ В КАРПАТАХ

Одним із способів наблизитися до розуміння природи сучасних рухів земної кори, що є в нашому розпорядженні, є розгляд цих рухів на фоні тектонічного розвитку регіону, який передував їм. Очевидно, реальне значення можуть мати тільки наймолодші етапи тектонічного розвитку. Чим ближче стоять встановлені в минулому тектонічні рухи до сучасних, тим більше пізнавальне значення набуває їх порівняння. Однак виникає одне серйозне утруднення. Про швидкість сучасних рухів ми міркуємо, маючи точні дані про їх амплітуди і час, протягом якого вони відбувалися. Якщо ж звернутися до описів тектонічних рухів минулого, то в них абсолютні кількісні оцінки зустрічаються дуже рідко, а переважають відносні. Отже, щоб зіставляти швидкості сучасних рухів і рухів недавнього геологічного минулого, слід останні виразити числом.

Для західної частини Карпатського регіону, де неодноразово проводилося повторне високоточне нівелювання, визначено швидкості сучасних рухів [25].

Наші розрахунки охоплюють період з початку неогену і до теперішнього часу, тобто 25 мільйонів років, але найбільше значення можуть мати ті дані, які характеризують четвертинний період (останні 1,5 млн. років), і зокрема більш пізню його частину (табл. 14). Враховувалися як підняття, так і опус-

Таблиця 14

Назва тераса	Відносна висота, м	Геологічний вік	Абсолютний вік, тис. років	Середня швидкість за минулий період, мм/рік
2	10	Вюрм II	10,5—25 (Аллерьод 11,8— 11,2)	0,9
3	20	Паудорфський інтерстадіал Вюрм I	24—25—29—30 47—48—85—105	0,7
4	45	Рис-вюрм	114—118	0,4
7	150	Рис Початок плей- стоцену	100—130 1500	0,1

Примітка. Абсолютна тривалість періодів підняття поверхні розрахована по висоті терас Дністра.

кання. Були розглянуті також ділянки земної кори, напрямок і амплітуда руху яких відомі, або зафіксовані в геологічній будові чи рельєфі Карпат. Відповідно до цього об'єкти дослідження поділяються на геологічні і геоморфологічні.

Перш за все була розглянута абсолютна висота гір. Оскільки замикаючи карпатська геосинкліналі і початок власне орогенічного етапу збігаються з межею палеогену і неогену, то абсолютна висота гір є показником сумарного підняття земної кори за минулі 25 млн. років. Однак, коли ми оперуємо значними відрізками часу, необхідно враховувати величину денудаційного зрізу. Визначення швидкості денудаційного зрізу для сучасного періоду було зроблено нами раніше. В умовах помірного клімату і при майже повністю покритих лісом Карпатських гір вимір швидкості денудації практично може бути замінений виміром твердого стоку річок. Тому за мірило денудації був прийнятий твердий стік гірської частини Дністра, басейн якого розташований в Бескидах (північно-західна частина Радянських Карпат), де збереглися чіткі сліди денудаційного вирівнювання гір у пізньому пліоцені. За розрахунками швидкість денудації дорівнює 0,024 мм/рік. Оскільки гідрографічна сітка Карпат успадкована з початку антропогену або з кінця пліоцену, то для більш давнього часу ця поправка має умовний характер. Наведена в табл. 13 висота гір дуже характерна для Радянських Карпат: 88,5% їх площі займають гори висотою від 500 до 1250 м.

Підняття території Передкарпаття після пізнього міоцену встановлюється за абсолютною висотою останніх морських осадків (нижній сармат), що дорівнює в середньому 400 м. Враховуючи ймовірну глибину сарматського басейну, слід збільшити амплітуду підняття ще на 100 м. Це підняття охопило також північно-східний схил Карпат, про що свідчить ряд фактів і особливо наочно — відсутність перегину терас карпатських річок на межі гір і передгір'їв.

Підбескидська денудаційна поверхня, описана в Польських Карпатах, була простежена нами на схід до басейну р. Стрию. Долина цієї річки, як долини Дністра і Стриважа, врізана в цю поверхню до глибини 200 м. Вік підбескидської поверхні, за нашими уявленнями, пізньопліоценовий.

Для визначення швидкості підняття Передкарпаття в антропогені використана висота терас долини Дністра. Хоч алювій найвищої сьомої тераси має пізньопліоценовий вік, уступ цієї найдавнішої тераси формувався уже в антропогені. Тому її висоту над річкою можна розглянути як сумарну амплітуду підняття поверхні в антропогені. В табл. 13 наведені два значення сьомої тераси: 1) характеризує весь передкарпатський відрізок долини Дністра і 2) — район Північної Буковини, де тектонічні рухи в антропогені проявилися особливо інтенсивно. При

розрахунку рухів, що відбувалися вже в період антропогену, врахована висота четвертої тераси, формування якої відбувалося в епоху максимального материкового зледеніння (рис), та уступ післяльодовикової тераси.

Сучасні рухи обчислені для серединної зони Карпат. Тут їх швидкість досягла найбільшого значення, що дозволяє говорити про склепінний характер підняття. Визначення швидкості сучасного підняття Карпат ґрунтується на результатах повторного нівелювання (проміжок близько 70 років).

З низхідних рухів земної кори розглянуто прогинання кори в північно-західній частині Передкарпатського передгірного прогину, де воно досягло максимального значення, і більш молоді рухи в Закарпатті — в Чопській плейстоценовій западині.

В обох випадках вихідним моментом служила потужність товщі осадків, що заповнює депресію. В Передкарпатському прогині такими осадками є міоценові моласи, а в Чопській западині — глини і галечники чопської і мінайської антропогенної світи.

Обширний простір Закарпатської рівнини, вистелений алювієм, відноситься до першої тераси протікаючих по ній річок (Тиси та її правих приток — Ужа, Латориці і Боржави). Абсолютний вік першої тераси, а звідси і дані про швидкість коливань земної кори в пізньому вюрмі — голоцені, розглянуті вище.

У всіх наведених прикладах зіставляються дані сумарної амплітуди руху земної кори з даними про абсолютну тривалість періоду, протягом якого відбувався рух. Прив'язка осадків депресій і алювію деяких терас до стратиграфічної шкали ґрунтується на фауні, а прив'язка до тієї ж шкали інших геоморфологічних об'єктів зроблена за непрямыми ознаками (зв'язок із зледенінням, корелятивні відклади тощо). Абсолютний вік розглянутих об'єктів (крім одного) визначений за даними Абсолютної геохронологічної шкали СРСР [3] і Геохронологічної шкали плейстоцену [106]. Ряд обставин виключає можливість одержання точних даних про швидкість вертикальних рухів. Це не завжди точна стратиграфічна прив'язка зразків, що служили для визначення абсолютного віку відкладів, не цілком точна стратиграфічна прив'язка деяких з досліджених нами об'єктів, сумарний характер амплітуд руху, умовність поправки на денудацію тощо. В результаті цього одержані дані повинні розглядатися лише як перше наближення до істинного значення швидкості. Проте на підставі їх можна зробити деякі важливі висновки.

При розгляді табл. 14 перш за все звертає на себе увагу той факт, що швидкість опускання земної кори перевищує швидкість її підняття за рівний проміжок часу. Обидві величини можуть відрізнитися на порядок. Це узгоджується з відомими даними про те, що потужність відкладів у глибоких прогинах набагато

перевищує висоту великих гірських хребтів. Зокрема, в Карпатах прогини, які формувалися по обидва боки від виростаючої гірської споруди, досягли глибини, що вдвічі більша за висоту гір з поправкою на денудацію (2600 м). Можливо, що певну роль тут відіграла та обставина, що прогинання збігається за напрямком з дією сили тяжіння.

Далі ясно виступає закономірне зменшення швидкості тектонічних рухів в міру того, як збільшується інтервал часу, для якого визначається швидкість. Так, якщо для періоду тривалістю кілька мільйонів років швидкість вимірюється сотими частками міліметра, то вже для сотень тисяч років вона становить десяти частки міліметра в рік. Причинами цього є, з одного боку, коливальний характер земної кори, а з другого — складний спектр цих рухів. Приклади такої закономірності (для інших територій) наводилися в літературі [17], але без поділу рухів на висхідні і низхідні. Відомо, що чим більший період, тим менша точність виміру швидкості рухів. Тому окремо слід спинитися на тектонічних рухах, що відбувалися протягом четвертинного періоду, який дає найбільші можливості для детального вивчення коливань земної поверхні. В табл. 14 якраз для антропогену порушується згадана вище закономірність оберненої залежності швидкості руху від тривалості періоду, для якого зроблені розрахунки. Це наводить на думку, що поряд з тектонічними рухами, які змінюють свій напрямок протягом багатьох мільйонів років, існують коливання земної кори, період яких вкладається в 1,5 млн. років. Щодо сучасних рухів, то їх надзвичайно велика (в геологічному розумінні) швидкість свідчить про часту зміну напрямків рухів. Нарешті, наведені дані підтверджують тезис про різко диференційований характер тектонічних рухів у геосинклінальній області. Це потрібно мати на увазі при порівнянні швидкості вертикальних рухів у різних регіонах.

ГЕОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ НІВЕЛЮВАННЯ

Геологічна інтерпретація результатів повторного нівелювання має свої особливості. Це не тільки кінцевий, але по суті і найбільш відповідальний етап вивчення сучасних рухів геодезичними методами.

Відомо, що при з'єднанні ліній повторного нівелювання входять з гіпотези про збереження направленості рухів земної кори в період між двома нівелюваннями. Були проведені спеціальні дослідження, які підтвердили таке припущення [65, 66]. В той же час відомі випадки, коли між повторними нівелюваннями встановлено зміну знаку рухів [37, 44], що в одному ви-

падку (Естонія) привело до висновку про існування коливань з 15-річним напівперіодом, а в другому (Латвія) — про зміну знаку рухів протягом 30 років. Загальний висновок про коливальний (не направлений) характер руху за невеликі періоди часу зроблено для всієї Прибалтики [38].

Апріорі можна сказати, що в цьому відношенні різні результати повинні бути одержані для платформених областей, з одного боку, і для рухомих поясів, що характеризуються підвищеною тектонічною активністю, — з другого. В теоретичному плані і в світлі наявних даних положення про постійність рухів навряд чи може називатися гіпотезою, а є скоріше умовою або припущенням, прийнятим за необхідністю. А через те що насправді можлива зміна і швидкості, і знаку рухів у період, що розділяє повторні нівелювання, то, строго кажучи, тільки крива, складена для однієї пари нівелювань високого класу, виконаних за короткий строк, характеризує швидкість руху поверхні з великою точністю. На такій кривій відображені тільки відносні швидкості, але це не має значення для встановлення переміщення блоків земної кори, розміри яких укладаються в довжину лінії нівелювання.

Із сказаного витікає, що крива швидкості сучасних рухів (якщо вона об'єднує повторні нівелювання різних строків) в розумінні достовірності даних не є чимось однорідним. Точки з'єднання відрізків, що відповідають нівелюванням, виконаним у різний час, являють собою її слабе місце. Ця обставина менше впливає на оцінку загального характеру кривої, коли загальна довжина нівелірних ліній вимірюється сотнями кілометрів і точки з'єднання служать головним чином для передачі абсолютних значень швидкості. Інакше кажучи, це не має великого значення при встановленні рухів крупніших елементів структури на обширній території. І, навпаки, воно набуває особливого значення при аналізі сучасної активності структурних елементів невеликого масштабу, коли доводиться мати справу з нівелірними лініями довжиною десятки кілометрів.

Розглянемо це на прикладі. Припустимо, що сейсмоактивний розлом припадає на середину однієї лінії повторного нівелювання. Тоді за характером кривої над розломом можна з впевненістю судити про те, чи відбувалися посування земної кори вздовж розлому в період між двома нівелюваннями. Але коли той же глибинний розлом попадає на місце з'єднання двох повторних нівелювань різного строку, то посування, які відбулися за час, що розділяє нівелювання, на загальній кривій не відобразяться, тому що кінці обох ліній з'єднані в одній точці.

Отже, при геологічній інтерпретації кривої швидкості сучасних рухів слід мати на увазі, що за самими умовами повторного нівелювання висновки в одних випадках будуть більші, а в інших — менш достовірними. Надійність геологічної інтер-

претації кривої швидкості сучасних рухів буде більшою: 1) якщо ми розглядаємо відрізок кривої, що охоплює повторне нівелювання тільки одного строку, або 2) тоді, коли дворазове повторне нівелювання не виявляє змін кривої в місці стику відрізків, де нівелювання виконані або повторені в різний час.

При оцінці результатів повторного нівелювання слід ще враховувати можливість зміщення реперів за рахунок землетрусу, з одного боку, і під впливом нетектонічних факторів — з другого.

Закарпатський внутрішній прогин — сейсмічно активна частина Карпат, де сила місцевих землетрусів досягає 7—8 балів. Тому тут, як і в іншому сейсмічному районі, підземні поштовхи, що відбулися між двома нівелюваннями, можуть спотворити картину повільних коливальних рухів.

Можливі принаймні три види зміщень репера при землетрусі: 1) разом з блоком земної кори, коли при землетрусі відбуваються істотні зміни рельєфу поверхні (як, наприклад, при чилійському землетрусі 1960 р., коли опустилася і була затоплена значна площа Тихоокеанського узбережжя); 2) разом з ділянкою ґрунту, що зазнав остаточної деформації, і 3) по відношенню до вміщуючого ґрунту. Всі три зміщення рівною мірою можуть спотворити картину повільних коливань земної кори і, звичайно, можуть взаємно сполучатися.

Видимі остаточні деформації ґрунту з'являються тоді, коли сила землетрусу досягає 6 балів, тоді у сирих ґрунтах утворюються тріщини шириною 1 см. Деяко змінюється також рівень і режим підземних вод. При 8 балах тріщини досягають кількох сантиметрів (сейсмічна шкала Інституту фізики Землі). Тріщина є показником остаточної деформації ґрунту, сама ж деформація охоплює значно більшу площу.

Зміщення репера відносно ґрунту під час землетрусу може бути викликано раптовим просіданням порід основи під будинком або спорудою, в якій він закладений, можливий перекося стінного репера, зсув і т. п. Фундаментальний (залізобетонний) репер в умовах землетрусу нічим не відрізняється від будь-якого іншого масивного предмета, що спирається на ґрунт.

Вивчення сучасних тектонічних рухів у сейсмічно активних районах становить особливий інтерес, тому що тільки тут можна визначити зв'язок між повільними і швидкими («віковими» і «миттєвими») рухами. Зрозуміло, що для розкриття цього зв'язку перш за все слід розмежувати обидва типи рухів. Тому в областях високої сейсмічності повторні нівелювання повинні доповнювати аналіз сейсмічної активності. Якщо між двома нівелюваннями відбувся землетрус, ненарушеність положення реперів у просторі, охопленому ізосейстами 6 і більше балів, повинна бути взята під сумнів. Саме нівелювання слід повторювати щорічно, бо в цьому випадку: 1) можна встано-

вити тектонічний ефект землетрусу, 2) одержану величину зміщення реперів у результаті підземного поштовху можна буде вирахувати з амплітуди повільних рухів.

Щодо Карпат, то тут можуть мати значення місцеві землетруси силою від 6 до 8 балів, епіцентри яких розташовані на лініях минулого нівелювання (включаючи чехословацьке нівелювання 1926—1929 рр.) або досить близько до них: Свалява, 1908 р.; Берегове, 1931 р.*; Тересва, 1926 р., Хуст, 1910 р. На наведених в цій книзі профілях міг відбитись тільки 6-бальний землетрус у Хусті. З сильних землетрусів, осередки яких розташовані за межами Радянських Карпат, жодний період, що нас цікавить, не охоплює райони нівелювання 6-бальною ізосейстою.

Самостійне значення при оцінці даних нівелювання має густота нівелірних знаків. Цілком зрозуміло, що чим густіша сітка знаків, тим детальніша картина рухів і надійніше зіставлення кривої швидкості з геологічною структурою. І, навпаки, в проміжках між значно віддаленими знаками таке зіставлення утруднюється або стає зовсім неможливим.

З наведених міркувань слід зробити висновок про необхідність додаткового критерію для судження про направленість сучасних рухів. Таким критерієм є неодноразове повторне нівелювання. Нагадаємо, що якраз в результаті триразового нівелювання був виявлений коливальний характер вертикальних рухів в Естонії із зміною знаку через 15 років.

Як видно з аналізу матеріалів нівелювання (розділ IV) і рис. 3, повторне нівелювання в Карпатах дублюється на всьому протязі профілю Львів—Батеве. На деяких відрізках цього профілю нівелювання проводилося більше трьох разів. Ця обставина надзвичайно важлива, тому що вона дає підставу для впевненого судження про характер сучасних рухів. По інших профілях повторне нівелювання проведено одноразово (за винятком окремих відрізків), але може бути коректовано даними чехословацького нівелювання 1929 р.

Для інтерпретації результатів повторного нівелювання було використано: 1) зіставлення просторового розвитку сучасних рухів з геологічною структурою і рельєфом. При цьому виявляються такі збіги, які не можна пояснити інакше, ніж закономірним зв'язком, хоч суб'єктивний підхід тут не можна повністю виключити; 2) розгляд сучасних рухів на фоні попереднього тектонічного розвитку регіону і порівняння сучасних рухів з рухами недавнього геологічного минулого.

Виходячи з цього і маючи на увазі зроблені вище застереження про обернену залежність між точністю розрахунку швидкості тектонічних рухів і величиною проміжку часу, для якого

* Аналіз з цієї точки зору землетрусу в Береговому, що стався в 1965 р., див. у розділі IV.

він виконаний, розглянемо наявні зараз результати високоточного повторного нівелювання.

Руська платформа. Значна швидкість підняття району Львова (10,5 мм/рік) підтверджується повторним нівелюванням по профілю Золочів—Львів (1948—1963 рр.). Район Львова відрізняється також великою активністю найновіших рухів. Тут відмічається дуже високе значення сумарної амплітуди рухів за неоген-антропогеновий час (підняття на 300—350 м; відповідне підняття для навколишньої території — 200—300 м). Пояснення цих явищ, мабуть, слід шукати в особливостях геологічної будови даного району. В останні роки в південно-західній частині Львівського палеозойського прогину під час буріння виявлена зона розвитку досить інтенсивної, не властивої для платформи складчастості. Ця зона простежується в карпатському напрямку через Львів. Антиклінальні складки мають обриси витягнутих овалів довжиною 7—8 км і розділені більш вузькими синкліналями. Зім'яті верхній девон і нижній карбон перекриваються спокійно залягаючими юрськими, верхньокрейдовими і неогеновими породами. Можна вважати, що ця складчаста зона має підвищену найновішу і сучасну тектонічну активність.

Передкарпатський крайовий прогин. Для цієї тектонічної одиниці зроблено визначення швидкості прогинання земної кори в неогені і швидкості післянижньосарматського підняття. Повторне нівелювання перетинає прогин на довготі м. Стрия. На кривих швидкості сучасних рухів, складених для трьох різних періодів (див. рис. 3), спостерігається в загальних рисах однакова картина, що підвищує надійність висновків. Чітко відмічається опускання в зовнішній зоні прогину, що відповідає краю Руської платформи, відносно якої внутрішня зона, де глибоко опущений складчастий палеозойський фундамент, припіднята. Можливо, що тривале опускання земної кори в прогині, яке досягло у внутрішній зоні амплітуди порядку 8 тис. м, продовжується тепер.

Підняття Передкарпаття в антропогені, встановлене за положенням останніх морських осадків (нижній сармат) над рівнем моря і висотою терас Дністра та його приток над руслом річки, не суперечить такому припущенню. Справа в тому, що зафіксоване таким чином підняття охопило велику площу — не тільки передгір'я, а й самі Карпати. Про це свідчить відсутність перегину терас у карпатських річок на межі гір. Наприклад, найдавніша тераса Ломниці підіймається над руслом річки на 100 м далеко в горах і на стільки ж біля виходу річки з гір; більш молода 10-метрова тераса розвинута і в горах, і в передгір'ях і т. д.

Карпати. Як видно з графіків (див. рис. 3 і 4), в теперішній час Карпати зазнають підняття, яке найбільш стало проявляється в зовнішній флішевій (Скибовій) зоні. Саме в Карпатах

(в серединній зоні) високоточним повторним нівелюванням встановлена максимальна швидкість сучасних рухів $10,8 \text{ мм/рік}$. Повторне нівелювання проводилось, зокрема, в районі, де головний карпатський вододіл збігається з найбільшими висотами. Це дозволяє говорити про склепінний характер сучасного підняття.

По другому — східному — перетину серединна зона поки що не охарактеризована повторним нівелюванням, але загальне склепінне підняття Карпат і тут вимальовується досить чітко (незважаючи на розрив між Раховом і Ворохтою) за наростанням швидкості підняття до вододільної зони на обох схилах хребта (особливо на південно-західному). Значна швидкість ($10,4 \text{ мм/рік}$) відмічена в межах Рахівського кристалічного масиву, а, за наближеними даними нівелювання 1946 р., швидкість підняття зростає в північному напрямку до 11 мм/рік у Квасах. На ділянці Вел. Бичків—Ділове відмічається максимальне значення градієнта швидкості для території Радянських Карпат.

Оскільки нівелювання через Карпати по долинах верхньої течії Тиси і Пруту перетинає найактивнішу неотектонічну Полонинську зону Радянських Карпат, де сумарна амплітуда підняття в неогені перевищила 2000 м , а ділянка Рахів—Кваси розташована в зоні висот $1000\text{—}1500 \text{ м}$ (висота гір від Рахова збільшується не тільки на північний схід, а й на південний захід), можна припустити, що саме на цьому перетині швидкість вертикальних рухів досягає максимального для Карпат значення. Таке припущення істотно підкріплює той факт, що на поздовжньому профілі Тиси, в місці, де вона перетинає Полонинську зону (хребти Свидовець і Чорногора), відмічена найбільша для карпатських річок деформація, яка свідчить про відносне підняття даного району в голоцені на 50 м [23], що визначає швидкість підняття гірської споруди в голоцені мінімум 5 мм/рік .

На підставі всього сказаного можна вважати, що сучасне підняття Полонинської зони на південному сході відбувається з швидкістю не менше 12 мм/рік . Чітко вимальовується підняття Полонинської зони і на північному заході, де три криві повторного нівелювання на ділянці Скотарське—Свалява згідно свідчать про збільшення швидкості від сіл Скотарського до Заньків (на простяганні Полонини Боржави) і спад швидкості від Заньків до Сваляви.

Підняття Карпат відбувалося переривчасто, починаючи з неогену. Будь-які сліди опускання в межах гірської країни невідомі. В цьому розумінні сучасне підняття можна вважати успадкованим з початку формування Карпат як гірської країни. Але при відсутності багатьох необхідних даних цей висновок носить все ж формальний характер. Переконливо це звучить тіль-

ки для Бескид, де за положеннями давніх денудаційних поверхонь і річкових терас твердо встановлено підняття з верхньої пліоцену і понині. Для інших районів Карпат можна, виходячи з будови річкових терас, говорити про успадкованість сучасного підняття принаймні з початку атропогену. Так само, як і в Передкарпатті, швидкість антропогенових рухів у Карпатах можна вважати сумірною з швидкістю сучасних рухів (розходження лише на один порядок).

По Стрийсько-Мукачівському перетині в Карпатах, як і в Передкарпатському прогині, з одного боку, одержані близькі швидкості для періодів, що охоплюють кілька десятиріччів (66 і 76 років при порівнянні нівелювання 1888 р. з нівелюваннями 1954 і 1964 рр.), і з другого — відмічається розходження між швидкостями, одержаними для періодів тривалістю кілька і один десяток років (10 років при порівнянні нівелювань 1954 і 1964 рр.). Але якщо в Передкарпатському прогині розходження в швидкості становить лише 1 мм/рік і співвідношення між швидкістю руху в прогині і Карпатах (конфігурація кривої) в усіх трьох випадках зберігається тим же, то в Карпатах відмічається настільки велике розходження в швидкості (більше $2,4 \text{ мм/рік}$), що крива, складена для десятирічного строку, вже втратила подібність до перших двох кривих. Судячи з кривої швидкості за період 1954—1965 рр., варто говорити вже не про максимальне підняття серединної зони Карпат, а, навпаки, про відставання підняття цієї зони за останнє десятиріччя. Треба мати на увазі, що в даному випадку порівнювались нівелювання, виконані в строгій відповідності з вимогами, які пред'являються до нівелювання I класу.

Правда, десятирічний період вважається недостатнім для виявлення вікових рухів земної кори, тому що коливання з періодом кілька років можуть затушувати хід вікових рухів [71]. Рекомендується інтервал між нівелюваннями не менше $20\text{—}25$ років [71] або не менше 15 років [66]. В зв'язку з цим потрібно відзначити два моменти. По-перше, за матеріалами нівелювання, виконаного через $5\text{—}10$ років, завжди відмічається перебільшене значення швидкості, чого ми в даному випадку не маємо; по-друге, існує дуже велика схожість між десятирічною і багаторічними кривими, особливо на території Закарпаття, де вони уточнені за матеріалами чехословацького нівелювання 1926—1929 рр. Тому припущення про відносне опускання частини серединної зони Карпат залишається в силі, хоч і вимагає перевірки. У всякому разі можна вважати, що стійке підняття приурочене до зовнішньої флішевої (Скибової) зони і що в межах Кросненської (Сілезької) зони існує область підвищених градієнтів швидкості, яка, можливо, зміщується в північному напрямку.

Зміна швидкості вертикальних рухів встановлена також для

всієї ділянки профілю Дуліби—Бескиди, де проведене триразове повторне нівелювання.

Стале підняття Скибової зони підтверджується також східною лінією повторного нівелювання (відрізок Ворохта—Іванівці), хоч абсолютне значення швидкості підняття поки що невідоме і значення швидкості у Ворохті умовно привірюється до її значення в Рахові.

Закарпатський внутрішній прогин. Мабуть, найцікавіші результати дає зіставлення сучасних і минулих рухів земної кори на Закарпатті. За геолого-геоморфологічними даними встановлюється зміна довгочасного опускання (що тривало понад 25 млн. років — весь неоген і більшу частину антропогену) підняттям, яке відбулося недавно. Про таку зміну свідчить будова першої тераси річок Закарпатської рівнини Ужа і Латориці в передгір'ях. Одержані нами дані про абсолютний вік алювію першої тераси Ужа дозволяють зробити висновок про те, що тривале прогинання земної кори в західній частині Закарпатської рівнини, в результаті якого тут нагромадилася потужна товща осадків — міоценові моласи (сумарна потужність 1000 м), антропогенові глини та галечники чопської і мінайської світ (сумарна потужність 500 м; $\frac{4}{5}$ цієї товщі лежить нижче рівня моря), а на завершальному етапі суглинки (до 10 м), змінилося підняттям у пізньому вюрмі.

В Закарпатському внутрішньому прогині на кривій швидкості сучасних рухів, одержаній на замкненому в 1967 р. полігоні (див. рис. 5), максимум (9,4 мм/рік) збігається з глибинним Перипенінським розломом на межі прогину і Карпат. Другорядний пік відповідає скиду в районі Ужгорода. Створюється враження, що загальний характер кривої узгоджується з поздовжньою тектонічною зональністю; ділянка кривої, що йде вздовж простягання структур, більш плавна, а та, що йде впоперек простягання, — більш зламана. Є підстави не вбачати у свалювському максимумі швидкості результату зміщення реперів при сильному землетрусі, що відбувся в цьому районі в 1908 р., бо підняття кривої видно ще за межами 6-бальної ізосейсти.

Згаданий глибинний розлом намічається також на профілі Стрий—Мукачеве, що проходить через Свалюву. Тут він збігається з перегином кривої, за яким збільшується градієнт швидкості. Слід зазначити, що сейсмоактивний Перипенінський розлом відображений менш чітко. На рис. 3 привертає до себе увагу перелом всіх кривих швидкості в районі Мукачєвого. Можливо, це пов'язано з наявністю розлому в цьому районі, про існування якого говорить аналіз голоценових рухів.

Геодинамічна крива Перечин—Хуст відрізняється від інших вирівненістю. Це, мабуть, слід пояснити тим, що більша її частина відповідає лінії нівелювання, яка йде вздовж простягання карпатських структур. Відмічається підйом кривої (збільшення

швидкості) в районі Ужгорода і помітний вигин кривої в районі Берегівського горсту, тобто диференціація швидкостей відображає якоюсь мірою блокову структуру фундаменту Закарпатського прогину. Збільшення швидкості в районі Ужгорода вказує на те, що виступ кристалічного фундаменту, встановлений в цьому районі глибоким бурінням, зазнає відносно підняття.

Висновки. Криві швидкості вертикальних рухів краще за все узгоджуються з найбільшими геоструктурними одиницями і рельєфом регіону, оскільки в рельєфі перш за все виступає контраст між Карпатською гірською складчастою спорудою і примикаючими до неї рівнинами. Справді, на кривих швидкості видно, що на фоні загального абсолютного підняття регіону гірська частина в цілому характеризується більшими швидкостями підняття, а примикаючі до гір прогини — меншими. Це значить, що і тепер Карпати продовжують рости, обганяючи передгір'я на 2—3 мм/рік, або 20—30 см у століття. Проте ростуть тільки гори, що мають тектонічне походження, тобто Складчасті Карпати (флішеві Карпати, Карпати Рахівщини і складені давніми метаморфічними породами). Для Складчастих Карпат (як і для багатьох інших гірських країн) властива певна будова земної кори до самих її глибин, де утворені так звані корені гір [22]. На противагу Складчастим Карпатам, Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет, складений продуктами вулканічної акумуляції, не відображений на геодинамічних кривих, незважаючи на те, що за висотою і протяжністю мало чим відрізняється від складчастих хребтів (висота хребта 500—800, окремих масивів — 800—1000 м). На профілі ГСЗ вулканічному хребту, природно, не відповідає потовщення земної кори. Вигорлат-Гутинський хребет чітко не відображений ні на профілі (див. рис. 3), який перетинає хребет між двома найбільшими вулканічними масивами (Дунаука і Дехманов), ні на профілі (див. рис. 4), що перетинає хребет там, де його висота дорівнює 800 м.

ПРО СУЧАСНІ ГОРИЗОНТАЛЬНІ РУХИ

Дані про сучасні горизонтальні рухи цікаві з багатьох точок зору. Вони служать показником здавлюючих і розтягуючих зусиль у поверхневому шарі земної кори; в тих випадках, коли з певністю можна говорити про косо направлений рух земної кори, вони дозволяють встановити справжній вектор руху; ці дані можна використати при обговоренні питання про походження лінійної складчастості геосинклінальних областей; за ними можна судити про сучасну активність структурних одиниць, утворення яких безпосередньо пов'язане з горизонтальними переміщеннями мас (луски, насуви, покрити), і т. д.

М. В. Гзовський [16] провів розрахунки, які показують, що за одним співвідношенням величин горизонтальних і вертикальних рухів можна визначити, яка з двох конкуруючих гіпотез про причини тектонічних рухів (гіпотеза про перетворення речовини верхньої мантії, які приводять у кінцевому підсумку до зміни об'єму, або гіпотеза про підкорові конвекційні потоки) ближча до істини.

Особливістю вивчення горизонтальних рухів є відсутність єдиної вихідної границі відліку (на зразок рівня моря для вертикальних рухів). Триангуляційна сітка в кожному даному випадку дозволяє розраховувати не один, а ряд варіантів зміщення знаків внаслідок руху земної поверхні, залежно від того, який бік даного трикутника прийняти за жорсткий. Всі варіанти рівноправні з точки зору геодезії, але деякі можуть виявитися неприйнятними за геологічними міркуваннями. В зв'язку з цим при вивченні сучасних рухів виникає питання про вибір найбільш достовірного варіанту і про критерій такого вибору. В першому описі горизонтальних рухів у Карпатах [96] ця обставина не враховувалася, і тому зроблені висновки про напрямок рухів носять формальний характер.

Для цієї книги спеціально був розрахований варіант, вибір якого ґрунтується на узгодженні напрямку горизонтальних рухів з вергентністю карпатських складок. Ця вергентність залишалася незмінною протягом всієї історії тектонічного розвитку регіону. Добре відомо, що в Радянських Карпатах нахил складок і рух по насувах фіксується або в північно-східному (переважно), або в південно-західному напрямках (як виняток), тобто впоперек Карпатського хребта; рух у поздовжньому напрямку не встановлений. Серед численних поздовжніх розривів розрізняють насуви і скиди, але ніхто не відмічав поздовжніх зсувів.

З безлічі прикладів північно-східної вергентності крупних структурних форм відмітимо тільки багатокілометровий насув північного краю Карпат і насуви лусок-скиб у Скибовій зоні. Південно-західну вергентність мають невеликі насуви вздовж частини межі Закарпатського прогину, деякі складки в Дуклянській зоні, горганські складки в басейні Тересви.

Одержані дані про горизонтальні рухи в Карпатах (див. рис. 9) досить цікаві. Можливо, рух має протилежну направленість у Закарпатському прогині і прилягаючій частині південно-західного схилу Карпат. (Пункт на північ від Хусту збігається з розломом, по якому виливалися лави на меридіональному відрізку вулканічного хребта; напрямок зміщення в цьому пункті, можливо, пояснюється самостійними зміщеннями в зоні розлому.) Перипенінський глибинний розлом розмежує тут області різно направлених горизонтальних рухів. Як витікає з профілю ГСЗ (рис. 22), ці ж області різко розрізняються за товщиною

земної кори. Це дозволяє розглянути вектори горизонтального зміщення як показники розхідного руху блоків земної кори, а глибинний розлом на цій ділянці — як зону розтягу. Останній висновок може бути корисним при вивченні сейсмічності Закарпаття.

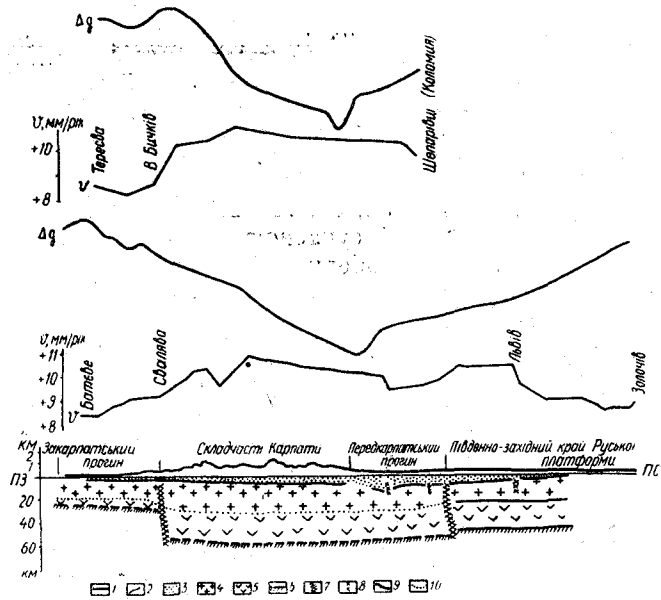


Рис. 22. Співвідношення між швидкістю сучасних вертикальних рухів земної кори, гравітаційним полем і геологічною будовою Карпатського регіону:

1 — крива v ; 2 — крива Δg ; 3 — осадочний шар; 4 — «гранітний» шар; 5 — «базальтовий» шар; 6 — поверхня Мохо; 7 — глибинний розлом; 8 — крупний розлом; 9 — сейсмічний горизонт; 10 — межа між «гранітним» і «базальтовим» шарами (розріз земної кори за [92]).

Південно-західна направленість рухів у межах прогину знаходить певне геологічне підтвердження у відповідному нахилі соляних штоків Бороняво-Тереблянської антикліналі [23] і, можливо, також у згаданих вище насувах флішу на міоцен прогину.

Швидкості горизонтальних і вертикальних рухів у цьому районі Карпат мають той же порядок (одиниці міліметрів у рік), але перша поступається другій. Співвідношення між швидкістю руху в горах і на рівнині однакове.

Сказане вище переконує в тому, що ми маємо справу не з самостійними горизонтальними рухами у поверхневому шарі земної кори, а з горизонтальною складовою руху великих блоків кори, направленою під крутим кутом до горизонту.

VII. ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

СПІВВІДНОШЕННЯ МІЖ СУЧАСНИМИ РУХАМИ, ГЕОФІЗИЧНИМИ ПОЛЯМИ І ГЕОСТРУКТУРНИМИ ЕЛЕМЕНТАМИ

Встановлення співвідношень між швидкістю сучасних рухів земної кори, геофізичними полями і геоструктурними елементами є одним із способів вивчення закономірностей проявлення рухів у різних геотектонічних зонах [33]. Подібного роду зіставлення уже виконані на ряді ліній повторного нівелювання на території Європейської частини СРСР.

В одних випадках [33, 34, 64, 79] відмічається відповідність між гравітаційним полем і сучасною динамікою земної кори (вона може бути прямою, оберненою і неозначеною на різних ділянках одного профілю), в інших [83] — така відповідність не спостерігається.

В Карпатах досліджено два профілі повторного нівелювання, які перетинають основні геоструктурні елементи регіону — Закарпатський внутрішній прогин, Складчасті Карпати, Передкарпатський передовий прогин і південно-західну частину Руської платформи (рис. 22).

При зіставленні кривих сили тяжіння (Δg) і геодинамічних кривих (v) на обох профілях вимальовується подібна картина. В межах середньої частини регіону, яка відповідає Карпатському хребту, а точніше — потовщенню земної кори під Карпатами і Передкарпатському прогином [92], не виявляється детальна кореляція між кривими, хоч ділянці потовщеної кори відповідає регіональний мінімум сили тяжіння, — зона найбільшої швидкості вертикальних рухів (підняття) кори. Помітна кореляція відмічається на флангах кривих, де плавному збільшенню сили тяжіння відповідає збільшення швидкості сучасних рухів (обернений тип співвідношення між Δg і v).

Заслужовує на увагу те, що вісь мінімуму сили тяжіння зміщена відносно області максимальних швидкостей рухів на схід і територіально відповідає Передкарпатському прогину. Невідповідність осі мінімуму сили тяжіння серединній зоні Карпатської геосинклінали відмічена давно і пояснюється рядом причин: різке занурення поверхні Мохо при переході від Панонського масиву до Карпат, значне збільшення потужності земної кори вздовж південно-західної окраїни Руської платформи, розвиток у Передкарпатському прогині осадочних порід (в тому числі солоносних) та ін. [20, 97].

Таким чином, у Карпатському регіоні встановлюється посередній зв'язок між швидкістю сучасних рухів і гравітаційним полем, в основі якого лежить глибинна структура регіону, що

відображує, в свою чергу, певну стадію розвитку підкорових процесів.

У порівнянні з гравітаційним полем, магнітне поле характеризує більшою мірою склад порід фундаменту і осадочного комплексу, ніж структуру. Тому кореляція кривої ΔZ з кривою Δg і v відсутня. В Закарпатті магнітне поле сильно диференційоване і відображує розміщення вулканічних утворень на фоні немагнітних осадочних товщ [19, 50]. На північний схід, за Перипенінським глибинним розломом, магнітне поле різко змінюється — приймає вигляд дуже спокійного, близького до нормального з напруженістю, що не перевищує 200γ .

По профілю Батеве—Золочів виконано кореляційний аналіз між амплітудою зміни швидкості сучасних рухів (A_v , мм/рік) і амплітудою зміни поверхні Мохоревичича (A_m , км). З цією метою крива v усереднена і розбита на три частини, що відповідають раніше проведеному структурному поділу — Закарпатський внутрішній прогин, Складчасті Карпати і Передкарпатський прогин, південний захід Руської платформи.

На рис. 23 показані лінійні залежності між вказаними параметрами, а рівняння регресії і коефіцієнти кореляції наведені в табл. 15.

Таблиця 15

Геоструктурний елемент	Рівняння регресії	Коефіцієнт кореляції	σ_v
Закарпатський внутрішній прогин, Складчасті Карпати, Передкарпаття	$A_v = 0,85 + 0,214 A_m$	0,99	$\pm 0,007$
	$A_v = -1,52 + 0,147 A_m$	0,74	$\pm 0,09$
Південний захід Руської платформи Карпатський регіон	$A_v = -8,23 + 0,45 A_m$	0,95	$\pm 0,03$
	$A_v = -1,65 + 0,06 A_m$	0,96	$\pm 0,012$

Для виділених геоструктурних елементів намічається стійкий статистичний зв'язок ($r > 0,7$) і досить високі значення коефіцієнтів кореляції [78].

ВИЗНАЧЕННЯ СТУПЕНЯ ІЗОСТАТИЧНОЇ ЗРІВНОВАЖЕНОСТІ ЗЕМНОЇ КОРИ

М. В. Гзовський [16] розглянув співвідношення між висотою сучасного рельєфу і потужністю земної кори в тих місцях (переважно на території СРСР), де потужність достовірно встановлена. Одержана залежність (рис. 24), яка виражається рівнянням

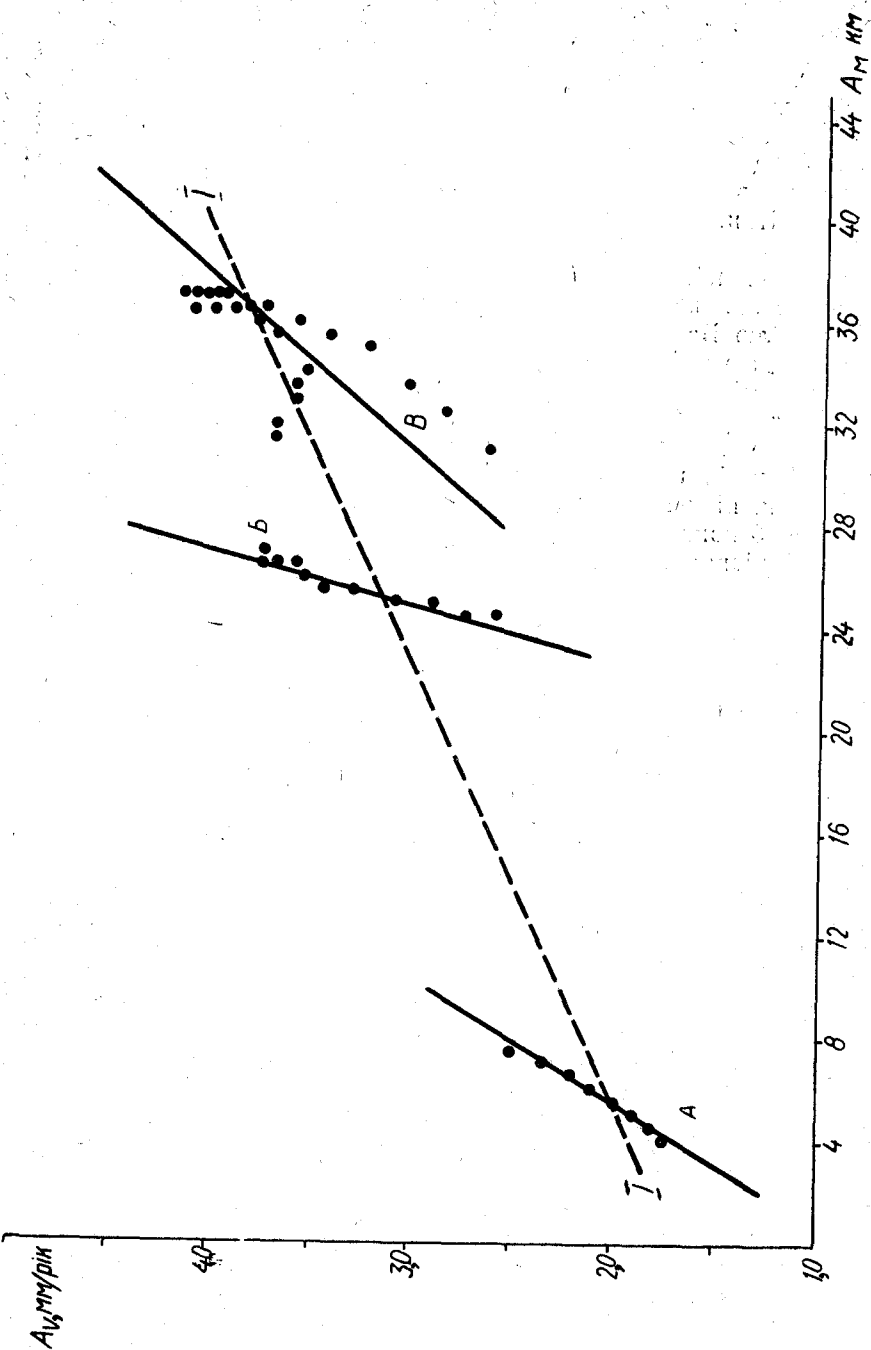


Рис. 23. Графік співвідношення амплітуд швидкостей сучасних вертикальних рухів земної кори (A_v) і амплітуд змін поверхні Мохо (A_m) для Карпатського регіону: А — Закарпатський прогин; Б — південно-західний край Руської платформи; В — Складчасті Карпати; I — I усереднена залежність між A_v і A_m за даними А, Б, В.

$$h = km - 6, \quad (17)$$

де h — висота рельєфу; m — потужність кори; $k=0,15-0,20$. Це рівняння відповідає теоретичним співвідношенням між m і h , вирахованим для випадку ізостатично рівноважного положення земної кори.

На рис. 24 показано середні значення m і h для Закарпатського прогину, Складчастих Карпат, Передкарпатського прогину і південно-західної країни Руської платформи, визначене за даними профілю ГСЗ. Крім того, показана точка, що відповідає m і h для Угорської западини, яка, на думку М. В. Гзовського [16], являє собою приклад району, де земна кора тривалий час (неоген + антропоген) рухається у бік рівноважного положення, в даному випадку — опускається.

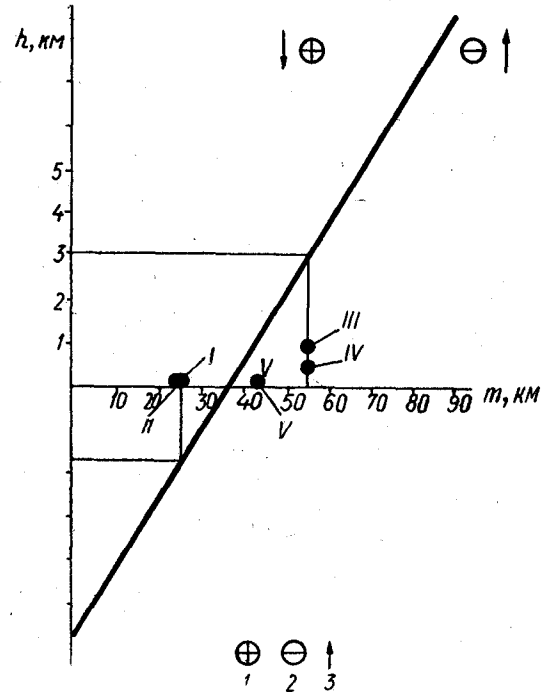


Рис. 24. Графік співвідношень між висотою сучасного рельєфу (h) і потужністю земної кори (m) [16]:

1 — частина графіка, що відповідає районам з позитивними ізостатичними аномаліями сили тяжіння; 2 — частина графіка, що відповідає районам з негативними ізостатичними аномаліями сили тяжіння; 3 — напрямки вертикальних рухів земної кори, які наближають її до ізостатично рівноважного положення. I — Закарпатський прогин; II — Угорська западина; III — Складчасті Карпати; IV — Передкарпатський прогин; V — південний захід.

Точка, що характеризує Закарпатський прогин, який є частиною Угорської западини, як і слід було чекати, майже збігається з першою. Висновок про рух земної кори в напрямку ізостатичної рівноваги, зроблений для Угорської западини, справедливий і для Закарпатського прогину, якщо мати на увазі весь неоген і четвертинний період, за винятком голоцену, коли відбулася зміна знака руху.

Середнє значення потужності земної кори в Закарпатському прогині дорівнює 27 км. Середня висота рельєфу близько 200 м, в той час як за наведеним графіком для додержання умов ізостатичної рівноваги поверхня кори повинна мати відмітку —1700 м. Виходячи з цього, слід сподіватись, що тепер продовжується прогинання кори, яке розпочалося в неогені. В дійсності, як встановлено геолого-геоморфологічними дослідженнями і повторним нівелюванням, поверхня західної частини Закарпатського прогину, починаючи з голоцену (приблизно протягом останніх 10 тис. років), підіймається, отже, земна кора все більше відхиляється від рівноважного положення. Швидкість руху становила для голоцену близько 1, в теперішній час — 8,5 мм/рік.

Відмічене розходження можна пояснити тим, що дія тектонічних сил (підняття) перевищує ізостатичні сили (опускання). Сучасна тектонічна активність Закарпатського прогину підтверджується високою сейсмічністю і особливостями геотермічного режиму. Зокрема, Перипенінський розлом на межі прогину і Карпат є найактивнішою сейсмотектонічною зоною всього прогину. Аналогічно цьому теплове поле Закарпатського прогину характеризується найвищими температурами в Карпатському регіоні (70—80° С на глибині 1000 м [55]).

Простіше з Карпатами, для яких потужність земної кори становить 55 км, а середня висота рельєфу близько 1000 м. Для наближення земної кори до рівноважного стану потрібно підняття земної поверхні до висоти 3100 м. Геологічні дані свідчать про стійке підняття гір, починаючи з моменту їх утворення (початок неогену), а результати повторного нівелювання — про максимальну швидкість сучасного підняття (близько 11 мм/рік). Отже, для підняття Карпат достатньо дії одних ізостатичних сил. Це підтверджується існуванням у Карпатах негативної ізостатичної аномалії [16].

Ізостатична аномалія розрахована на профілі Батеве—Дашава і становить для Закарпатського прогину від 25 до 40 мгл, Складчастих Карпат — від 15 до —65 мгл, Передкарпатського прогину — від —65 до —55 мгл [35]. В напрямку від внутрішнього краю Карпат до зовнішнього значення ізостатичної аномалії спочатку безперервно зменшується, і в цьому ж напрямку змінюється знак аномалії. Цей висновок підтверджується даними про існування негативної ізостатичної аномалії на зов-

нішньому краю Карпат у районі Вранча (Румунія), рівної 60 мгл [124].

Щодо Закарпатського прогину, то там знак ізостатичної аномалії відповідає напрямку сучасних рухів.

У Передкарпатті середнє значення потужності земної кори дорівнює 55 км, а середня висота поверхні — 400 м. Останнім часом тут відбувається підняття з швидкістю 9,5 мм/рік, що відповідає ізостатичній неурівноваженості кори (див. рис. 24). В минулому тут, починаючи з неогену, відбувалося тривале прогинання кори, яке у верхньому міоцені змінилося підняттям.

Співвідношення потужності земної кори і висоти рельєфу на південно-західній окраїні Руської платформи (за даними профілю Батеве—Золочів) ближче, ніж в інших зонах до лінійної залежності [17].

ДЕЯКІ ПИТАННЯ МЕТОДИКИ МАГНІТОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Використання геофізики в комплексі методів, що вивчають сучасні рухи, ведеться на ряді геодинамічних полігонів уже протягом кількох років, хоч до цього часу не розроблена єдина методика виконання таких робіт, немає відповідних інструкцій, і вони, як правило, виконуються апаратурою різної точності. Тому питання методики набуває тепер особливого значення.

Необхідність розроблення стандартної схеми спостережень пояснюється перш за все тим, що дані про вікові варіації, одержані в різних районах, повинні бути зіставлені подібно до того, як виконання повторного нівелювання згідно з інструкцією по нівелюванню I класу дозволяє порівнювати дані про швидкість руху і навіть складати карти сучасних рухів на величезних територіях.

Вивчення зміни в часі магнітного поля Землі розпочате на Карпатському полігоні в 1966 р. і провадиться в таких напрямках: 1) повторні, раз в два роки, абсолютні спостереження складових T , H , Z на універсальних режимах для вивчення вікового ходу геомагнітного поля; 2) щорічні відносні спостереження вертикальної складової на пунктах вікового ходу, прив'язаних до універсальних реперів; 3) вивчення сонячно-добових варіацій геомагнітного поля на території полігону.

Перший вид робіт є звичайним і включений до програми досліджень на всіх геодинамічних полігонах. Шляхом багаторічних вимірів складових геомагнітного поля на жорстко закріплених пунктах, розташованих, як правило, в різних геоструктурних зонах, вивчається зміна магнітного поля Землі у часі. Аналіз цих змін дозволяє виділити аномалії вікового ходу, які потім інтерпретуються разом з іншими даними, одержаними за результатами геолого-геоморфологічних і геодезичних досліджень.

Два інших види робіт включені нами в програму досліджень додатково [52]. Відносні спостереження вертикальної складової (другий вид робіт) на сітці пунктів вікового ходу провадяться на профілях, що перетинають вхрест простягання основні геотектонічні зони Карпат і з'єднують універсальні реperi для абсолютних спостережень. Цим самим створюється сітка спостережень, яка складається з універсальних реперів, де кожен два роки провадяться повторні абсолютні виміри, і пунктів вікового ходу для відносних вимірів, що виконуються щорічно.

Такий комплекс магнітних спостережень дозволить не тільки простежити, як змінюється величина магнітного поля на різних структурних блоках, а й вивчити ці зміни вздовж профілів за рядом точок. Останнє може бути використано для вивчення морфології вікового ходу і виявлення областей максимальних аномалій.

Успішне виконання цих досліджень можливе при високій точності спостережень і пильному врахуванні будь-яких похибок і поправок при обробці результатів вимірів. У зв'язку з цим особливого значення набуває питання правильного обліку сонячно-добових варіацій при приведенні спостережених значень до середньодобових.

Абсолютні спостереження складових геомагнітного поля. Ці роботи провадилися спільно з відділом постійного магнітного поля Інституту геофізики АН УРСР, який з 1967 р. вивчає віковий хід геомагнітного поля на території України.

Виміру абсолютних значень напруженості магнітного поля на реперах передувало старанне обстеження однорідності магнітного поля на ділянці, що оточує місце закладання вікового репера. Обстеження провадилося протонним магнітометром М-20 по двох взаємно перпендикулярних профілях у чотирьох напрямках (північ, південь, захід, схід) в радіусі до 150—200 м.

На всіх універсальних реперах виконано два цикли спостережень — ранішні і вечірні. Горизонтальна складова (H) вимірювалася шведським магнітометром QHM трьома трубками. Багаторазові спостереження на кожній точці дозволили мати повний цикл вимірів з трьох незалежних ранішніх спостережень і стількох же вечірніх. Виміри абсолютного значення модуля повторного вектора напруженості магнітного поля (T) виконувалися переносним протонним магнітометром М-20. Спостереження провадилися перед повним циклом виміру H і після нього. Кожне спостереження представлено серією з п'яти відліків; час одного виміру 6 сек. Значення вертикальної складової обчислювалися за середніми приведеними значеннями T і H .

Середньоквадратична помилка визначення горизонтальної складової одержана із спостережень трьома приладами в двох

циклах вимірів і становить $\pm 2,8 \gamma$. Середньоквадратична помилка визначення вертикальної складової обчислювалася

$$m_z = \sqrt{m_T^2 + m_H^2}, \quad (18)$$

де m_z — середньоквадратична помилка визначення Z ,

m_T — " " " " T ,

m_H — " " " " H ,

і становила $\pm 2,84 \gamma$.

Польові спостереження виконані у відповідності з вимогами до вимірів вікового ходу геомагнітного поля, розробленими ІЗМІР АН СРСР.

Відносні спостереження вертикальної складової геомагнітного поля. Пункти вікового ходу для відносних вимірів закладені на профілях, що з'єднують такі універсальні реperi (рис. 25):

профіль I. Берегове—Макар'єве—Росош;

профіль II. Нове Село—Кам'янське—Росош;

профіль III. Кам'янське—Довге;

профіль IV. Дякове—Довге.

При такому розміщенні пунктів вікового ходу профілі перетинають основні глибинні розломи, де передбачаються максимальні зміни магнітного поля у часі. Положення профілів I і II збігається з профілем сейсмічного зондування, що дозволяє використовувати дані про будову земної кори при тлумаченні аномалій вікових варіацій.

Пункт вікового ходу вибирався в однорідному магнітному полі, в місцях з добрими під'їзними шляхами і з найменшою загрозою пошкодження пункту в зв'язку з забудовою або електричними перешкодами. Передбачене місце закладання пункту обстежувалося магнітометром М-18 по чотирьох взаємно перпендикулярних напрямках в радіусі до 150—200 м. Відстань між пунктами становить 3—5 км і дещо збільшується в гірській частині, де немає доріг.

Виміри виконувалися трьома магнітометрами М-23. Кількість циклів спостережень визначалася збіжністю результатів, але була не менше трьох на кожному пункті. Спостереження, як правило, починалися на найближчому до пункту вікового ходу універсальному репері, потім продовжувалися на ряді пунктів і закінчувалися на початковому репері. Якщо позначити універсальні реperi буквами A, B, B, G , а пункти вікового ходу буквами a, b, b, g , то процес вимірів схематично такий:

$$A \rightarrow a \rightarrow b \rightarrow b \rightarrow g \rightarrow A.$$

Така методика дозволяє враховувати сповзання нуля-пункту приладу і мати закінчений цикл вимірів, причому універсальний репер служить своєрідним контрольним пунктом і є одночасно пунктом приведення.

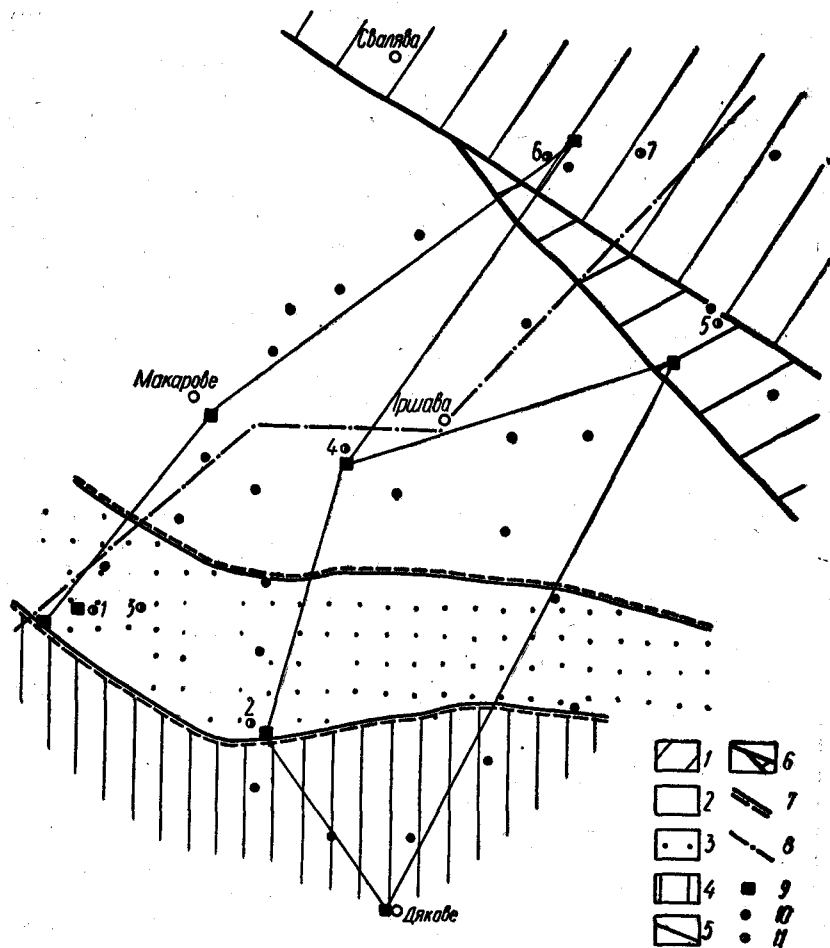


Рис. 25. Схема розміщення пунктів магнітних спостережень Карпатського полігону:

1 — Складчасті Карпати (флішева зона); 2 — Закарпатський внутрішній прогин; 3 — Березівська горстова зона; 4 — Панонська депресія; 5 — Перипеніський і Альдемірський глибинні розломи, зона Скель; 6 — скиди; 7 — профіль ГСЗ; 8 — універсальні репери; 9 — пункти вікового ходу; 10 — пункти реєстрації добових варіацій; 11 — профіль вікового ходу.

З метою виключення температурних впливів на показання магнітометрів у теплі дні спостереження провадились на світанку і у вечірній час. Виміри виконувались при старанному нівелюванні приладу і орієнтуванні за магнітним меридіаном для виключення помилок, пов'язаних з залежністю показань магнітометра від азимуту. В процесі спостережень на пункті кожним приладом виконувалося два виміри через п'ять хвилин, тому при одному циклі спостережень трьома приладами одержувалося не шість, а дванадцять вимірів, а з врахуванням повторного циклу — двадцять чотири.

Універсальні репери зв'язувались між собою шляхом багатовимірних вимірів за схемою $A \rightarrow B \rightarrow B \rightarrow \Gamma \rightarrow A$. Вони утворюють замкнений полігон.

Середньоквадратична помилка окремого виміру вертикальної складової дорівнює $\pm 3,5\gamma$.

Вивчення сонячнодобових варіацій геомагнітного поля. Різні значення амплітуд геомагнітних варіацій, особливо вертикальної складової, в пунктах, розташованих близько один від одного, — нерідкісне явище і було встановлено спочатку в Японії, Німеччині, а пізніше в Австралії і Америці [126, 129, 131].

Змінне магнітне поле, що спостерігається на поверхні Землі, складається з двох частин (δH_e — зовнішня, δH_i — внутрішня) і виражається таким співвідношенням:

$$\delta H = \delta H_e + \delta H_i. \quad (19)$$

Зовнішня частина геомагнітного поля повністю залежить від стану іоносфери, сонячної активності, орієнтації магнітної осі Землі відносно Сонця та інших факторів і буде постійна на обширній області в якийсь проміжок часу, тоді як внутрішня частина варіацій пов'язана з індукційними струмами в глибинах Землі [6, 115].

Якщо прийняти до уваги тільки шарувату неоднорідність, тобто наявність горизонтальних меж розділу між породами різної провідності, то при гомогенних іоносферних струмах, індуються однорідні електричні струми, тобто ніяких змін δH_i не наступає. Анізотропія провідності в горизонтальному напрямку створює зміну щільності струму на межах розділу, утворюючи в підсумку позитивні варіації змінного магнітного поля Землі. Таким чином, внутрішню частину варіацій геомагнітного поля можна представити як суму так званої нормальної складової δH_n і аномальної складової δH_a , викликаній стрибком провідності в горизонтальному напрямку. Якщо врахувати, що нормальна складова δH_n буде постійною для однорідного середовища, тобто $\delta H_n = \text{const}$, то різниця варіацій, що спостерігається в близько розташованих точках земної поверхні, є аномальне значення δH_{ia} .

Варіації магнітного поля, створюваного індукційними струмами в глибинах Землі, є функцією періоду і місця

$$\delta H_{ia} = f(T, x, y, z). \quad (20)$$

Вивчаючи варіації одного періоду ($T = \text{const}$), можна простежити зміну внутрішньої частини варіацій в просторі, використовуючи одержані дані для вивчення будови земної кори і верхньої мантії.

Звичайна річ, що такі теоретичні положення підказували необхідність вивчення розподілу добових варіацій на території Карпатського полігону, де є різні геоструктурні елементи, глибинні розломи і можливий неоднорідний розподіл індукційних струмів.

На семи пунктах (див. рис. 25), розташованих на відстані 20—40 км один від одного, проведено безперервний запис складових геомагнітного поля Z , H , D протягом 10—15 діб. Спостереження виконувалися переносно магнітоваріаційною станцією ІЗМІРАН-4 конструкції В. М. Боброва; чутливість запису 0,3—0,8 $\gamma/\text{мм}$.

Зіставлення варіацій складових геомагнітного поля виконувалося порівнянням бухтоподібних збурень середнього періоду (0,5—1,5 год), синхронно спостережених на базовій (геоелектромагнітна станція «Ужгород») і переносній станціях.

Аналіз безперервних спостережень трьох складових геомагнітного поля показав, що форма запису на базовій і переносній станціях аналогічна, але існує різниця в амплітуді бухт (рис. 26).

Ми намагалися виразити цю різницю кількісно визначенням відношень видимих амплітуд бухтоподібних збурень, зареєстрованих на обох станціях.

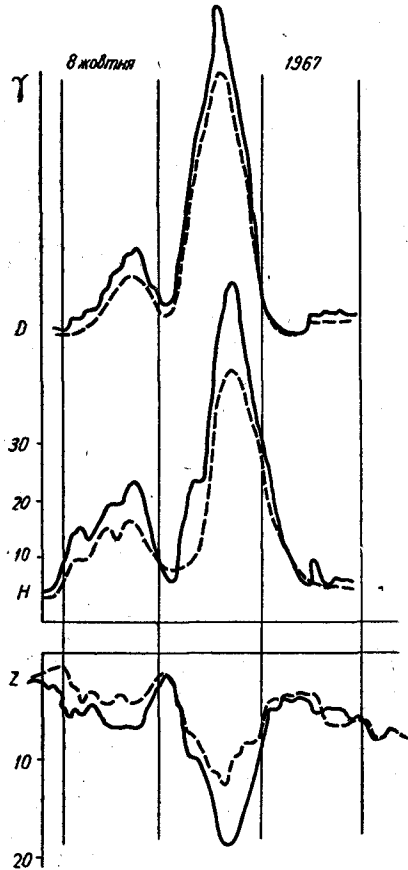


Рис. 26. Зіставлення варіацій геомагнітного поля, зареєстрованих на репері Росош і на ст. «Ужгород» (пунктиром показані варіації на базовій станції).

Ці відношення визначені для всіх трьох складових Z , H , D і позначені як

$$\frac{Z_{\text{пункту}}}{Z_{\text{базис}}}, \quad \frac{H_{\text{пункту}}}{H_{\text{базис}}}, \quad \frac{D_{\text{пункту}}}{D_{\text{базис}}}.$$

По кожній складовій одержано близько 20—40 відношень видимих амплітуд варіацій, за якими визначені середні арифметичні значення трьох складових геомагнітного поля (табл. 16).

Таблиця 16

Номер пункту	Місцезнаходження пункту	Пункт	$\frac{D_p}{D_б}$	$\frac{H_p}{H_б}$	$\frac{Z_p}{Z_б}$	
1	Берегівська горстова зона	Мужієве	0,88	0,86	0,56	
2		Нове Село	0,89	0,90	0,57	
3		Квасове	—	0,95	0,70	
4	Чоп-Мукачівська западина	Каменське	0,95	1,00	0,85	
5	Зона скель	Довге	1,00	1,05	1,10	
6		Складчасті	Росош	1,35	1,35	1,40
7		Карпати	Корецьки	—	1,33	1,33

Для кожного відношення визначені величини середньоквадратичних відхилень, які становлять від $\pm 0,025$ до $\pm 0,100$, що свідчить про достатню достовірність середньоарифметичних значень відношень видимих амплітуд бухтоподібних збурень.

Така обробка спостережень дозволила, обминувши базову станцію, безпосередньо порівняти величини амплітуд на всіх пунктах і на підставі одержаних даних зробити такі висновки: 1) на території полігону існує різниця амплітуд бухтоподібних середньоперіодичних збурень; 2) намічається загальна тенденція до збільшення амплітуд варіацій в напрямку до осі Карпатської складчастої системи; 3) найбільша різниця в амплітуді одержана для вертикальної складової.

Ця різниця, безсумнівно, пов'язана з глибиною будовою району досліджень [51] і в комплексі з даними магнітотелуричного і магнітоваріаційного профілювань, що виконуються на цій і сусідніх площах, може бути використана для виявлення геоелектричних неоднорідностей земної кори.

Щодо вивчення вікового ходу геомагнітного поля подібні дослідження переслідують чисто методичну ціль — поділ території на області рівних варіацій і тим самим більш точно приведення спостережених значень до середньорічних. За одержаними результатами територія полігону поділена на три області, які відповідають також геоструктурним елементам — Берегівській горстовій зоні, Чоп-Мукачівській западині і Складчастим

Карпатам. Кожна з цих областей характеризується своїм рівнем сонячнодобових варіацій геомагнітного поля і тому для врахування їх при виконанні високоточних магнітних вимірів необхідно встановлювати магнітоваріаційну станцію на території цих областей.

На нашу думку, такі дослідження повинні передувати постановці магнітних спостережень за віковим ходом на геодинамічних полігонах.

ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

Дослідження сучасних рухів земної кори провадиться тепер у багатьох країнах. Досить швидко збираються дані про поширення сучасних рухів на поверхні земної кулі і про їх швидкість. Оскільки ці дані базуються переважно на порівнянні результатів нівелювання, виконаного в тому чи іншому місці в різний час, вони характеризують головним чином вертикальні рухи. На порядку денному таке ж по обсягу території вивчення горизонтальних рухів (або для багатьох випадків—горизонтальної складової сучасних рухів), хоч це і зв'язано з більшими труднощами технічного характеру.

Менше уваги приділялося досі вивченню природи сучасних рухів, закономірностей їх прояву в часі і просторі, їх зв'язку з фізичними полями. В цьому напрямі зроблені лише перші кроки, і це цілком зрозуміло, якщо врахувати, що вивчення сучасної динаміки земної кори, як новий науковий напрям, знаходиться на першому етапі свого розвитку.

Викладене цілком відноситься і до вивчення сучасних рухів у Карпатському регіоні. Хоч на основі виконаної роботи деякі висновки теоретичного характеру можуть бути зроблені, все ж ще рано говорити про твердо встановлені закономірності або генетичні зв'язки. Ми поки що можемо відзначити тільки ряд конкретних положень, які можна буде використати для закінчених теоретичних побудов.

Якщо говорити про поширення і направленість сучасних вертикальних рухів, слід вважати встановленим фактом загальне підняття регіону, тобто Радянських Карпат, прилягаючих до них прогинів, а також прикарпатської окраїни Руської платформи. Потім слід вказати на нерівномірність підняття—гори підіймаються швидше, ніж передгір'я, і в загальному підняття має склепінний характер. Але внутрішня зона Передкарпатського крайового прогину підіймається в такому ж темпі, як і Карпати. Крайова частина платформи в районі між Львовом і Миколаєвом, як і в минулому, відрізняється підвищеною мобільністю.

Абсолютна швидкість вертикальних рухів земної кори в межах регіону змінюється від 8 до 11 мм/рік. Швидкість підняття Карпат переважає швидкість підняття прогинів на 1,5—2 мм/рік. Максимальне значення швидкості на двох вивчених поперечних профілях через Карпати збігається з серединною найбільш високогірною їх частиною. Район платформи, прилягаючої до Львова з півдня, підіймається з швидкістю 10—10,5 мм/рік, що, мабуть, значно перевищує швидкість руху інших крайових частин платформи.

Підняття земної кори в нашому районі успадковано з різних геологічних епох. Найдовше воно розвивається в Карпатах, найменше—в Закарпатському внутрішньому прогині, де інверсія рухів відбулася на початку голоцену, а до цього відбувалося тривале опускання кори. Враховуючи надзвичайно короткі строки спостережень, ці висновки можуть виявитися недостатніми для тривалого прогнозу рухів.

Зв'язок сучасних рухів з будовою земної кори проявляється в такому. За даними ГСЗ, потужність земної кори під Карпатами і внутрішньою частиною Передкарпатського прогину майже однакова і має найбільшу в районі величину (50—55 км). Таким чином, так звані корені знаходяться не строго під горами. І ця ж частина потовщеної кори у порівнянні з корою, що прилягає з півдня і півночі, характеризується найбільшою швидкістю руху і виступає як одне ціле. Швидкість сучасного підняття гір нетектонічного походження, позбавлених коренів (вулканічний Вигорлат-Гутинський хребет), така ж, як і в рівнинних ділянках кори. Виходячи з цього, можна вважати, що підіймаються не гори, як такі, а брили земної кори, що пройшли певний шлях розвитку (геосинкліналь—гірська країна).

В той час зіставлення сучасних вертикальних рухів з рельєфом, потужністю земної кори і гравітаційним полем регіону приводить до висновку, що одною з головних причин, які породжують сучасні рухи, є порушення ізостатичної рівноваги.

Крім Карпат інші найбільші геоструктурні одиниці Карпатського регіону—передгірний і внутрішній прогини—також відображаються на кривих швидкості сучасних рухів. Одиниці нижчих рангів відображені гірше.

Розломи земної кори відбилися на картині сучасних рухів по-різному. Деякі, наприклад регіональний розлом на межі зовнішньої і внутрішньої зон Передкарпатського прогину, добре виражені і підкреслюють блокову структуру кори. В цьому ж плані можна говорити про самостійне підняття горстової Полонинської зони на південно-західному схилі Карпат. Однак на геодинамічних кривих не відображена межа між Карпатами і Передкарпатським прогином. Можливо, що причиною цього є величезний насув північного краю Карпат. Порівняно слабо проявилися сучасні рухи вздовж сейсмоактивного Перипенін-

ського глибинного розлому. Про диференціацію рухів у Карпатах даних мало, але це значною мірою залежить від недостатньої кількості збережених в горах старих геодезичних знаків. Більш обґрунтований висновок про незначну диференціацію сучасних рухів у Передкарпатті. Цікаво, що подібна ж картина відмічається тут і в голоцені: поздовжній профіль Дністра на передкарпатському відрізу не має значних деформацій.

Проведені дослідження дозволяють, на нашу думку, поставити питання про своєчасність переходу при дальшому вивченні сучасних рухів у Карпатах від етапу нагромадження матеріалів до етапу, що включає також спроби пізнання природи сучасних рухів. На цьому другому етапі дуже велике, якщо не вирішальне, значення дістають дані про зв'язок сучасних рухів з глибинними процесами.

ЛІТЕРАТУРА

1. Абакелия М. С. Проблемы советской геологии, 1936, 2, 6.
2. Алферьев Г. П.—В кн.: Тр. Львовск. геол. об-ва, серия геол., 1, 1948.
3. Афанасьев и др.—В кн.: Абсолютный возраст геол. формаций. «Наука», 1964.
4. Бачманов А. П.—В кн.: Тр. Одесск. гидрометеоролог. ин-та, 24, 1961.
5. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
6. Бенькова Н. П.—В кн.: Труды НИИЗМ, 10, 1953.
7. Благоволин Н. С., Шеглов А. Н.—В кн.: Матер. III симпозиума ком. по изуч. соврем. движений земн. коры, Л., 1968.
8. Бончковский В. Ф.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
9. Буланже Ю. Д., Мещеряков Ю. А.—Геол. бюлл., 12, 1962.
10. Буланже Ю. Д. Земля и Вселенная, 2, М., 1965.
11. Буланже Ю. Д., Певнев А. К.—В кн.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
12. Буцура В. В.—ДАН СССР, 1946, 53, 6.
13. Вискочил В., Вискочил П., Цымбальник М.—В кн.: Совр. движения земной коры, 4. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
14. Величко В. А. и др. Фазовые способы измерения расстояний в геодезии, М., 1962.
15. Герасимов И. В.—В кн.: Проблемы физической географии, 15, М.—Л., 1950.
16. Гзовский М. В.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
17. Гзовский М. В. и др.—Изв. АН СССР, серия геоф., 1959, 8.
18. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», М., 1968.
19. Гнилко М. К. и др.—В кн.: Геофиз. сб., 20. «Наукова думка», К., 1967.
20. Гонтовой И. З.—В кн.: Вопросы геол. Карпат. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.
21. Горелов С. К.—В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, М., 1961.
22. Гофштейн И. Д.—ДАН СССР, 1958, 120, 1.
23. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1964.
24. Гофштейн И. Д.—В кн.: Современные движения земной коры, 4. М., 1968.
25. Гофштейн И. Д.—ДАН УРСР, 1968, серия Б, 9.
26. Гофштейн И. Д.—В кн.: Докл. и сообщен. Львовск. отд. географ. об-ва УССР за 1966 г. Изд-во Львовск. ун-та, 1968.
27. Гофштейн И. Д., Сомов В. И.—В кн.: Геофиз. сб. Ин-та геоф. АН УССР, 18. «Наукова думка», К., 1966.
28. Гофштейн И. Д., Краевская А. Л.—В кн.: Тектоника Карпат. «Наукова думка», К., 1966.
29. Грабовский М. А., Пархоменко Э. И.—Изв. АН СССР, 1953, серия геоф., 5.
30. Грачев А. Д., Долуханов П. М.—В кн.: Матер. III симпозиума ком. по изуч. соврем. движений земн. коры, Л., 1968.
31. Данилов В. В.—В кн.: Тр. совещ. по методам изуч. движений и деформаций земн. коры, М., 1948.
32. Дмитриев Л. В.—Бюл. вулк. станц. СО АН СССР, 1967, 43.
33. Донабедов А. Т., Сидоров В. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.

34. Донабедов А. Т., Сидоров В. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 3. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
35. Евсеев С. В.—Геофиз. сб., 1. Изд-во АН УССР, К., 1952.
36. Желнин Г. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 2. Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.
37. Желнин Г. А., Валлнер Л. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 3. М., 1968.
38. Желнин Г. А. и др.—В кн.: Матер. III симпозиума Ком. по изучен. современных движений земной коры, Л., 1969.
39. Заморий П. К.—В кн.: Четвертинні відклади УРСР. Вид-во Київськ. ун-ту, 1961.
40. Знаменская О. М.—В кн.: Путеводитель экскурсии по Карельскому перешейку. Третий междунар. симпозиум по изуч. соврем. движений земн. коры, Л., 1968.
41. Изотов А. А.—В кн.: Тр. совещ. по методам изуч. движений и деформаций земной коры, М., 1948.
42. Ионин и др.—В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, М., 1961.
43. Иордан В., Иордан О., Кнейсель М. Руководство по высшей геодезии, II, М., 1963.
44. Индриксон Э. К., Ковалевский М. И.—В кн.: Современные движения земной коры, 4, М., 1963.
45. Калашников А. Г., Капица С. П.—ДАН СССР, 1952, 34, 3.
46. Кожевников А. В.—В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд-во МГУ, 1966.
47. Колибаев В. А. Геодезия и картография, 1962, 5.
48. Корешков Н. А., Райзман А. П.—Геодезия и картография, 1967, 6.
49. Костенко Н. П.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
50. Круглякова Г. И.—Геомagnetизм и аэрономия, 1962, 2, 5.
51. Кузнецова В. Г.—Геомagnetизм и аэрономия, 1963.
52. Кузнецова В. Г.—В кн.: Матер. II и III н.-т. конф. молодых геофиз. Украины 1966—1968 гг. «Наукова думка», К., 1968.
53. Курбанов М. К.—В кн.: Современные движения земной коры, 2. Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.
54. Курбанов М. К.—В кн.: Современные движения земной коры, 4. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
55. Кутас Р. И.—Инф. бюл. «Геофизика и астрономия», 11. «Наукова думка», К., 1957.
56. Ламакин В. В.—Землеведение, 1948, нов. серия, 2(42).
57. Лапинг К. А.—Геодезия и картография, 4, 1957.
58. Лапина М. И.—Изв. АН СССР, 1953, серия геофиз., 5.
59. Ларин Д. А.—Геодезия и картография, 1965, 8.
60. Леонтьев Г. И.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
61. Леонтьев Г. И.—В кн.: Современные движения земной коры, 2. Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.
62. Лилинберг Д. А., Мещерский И. Н.—В кн.: Современные движения земной коры, 4. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
63. Лутсар Р. В.—В кн.: Современные движения земной коры, 2. Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.
64. Маазик В. Я.—Там же.
65. Матцкова В. А.—В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, М., 1961.
66. Матцкова В. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
67. Матцкова В. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 3. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
68. Мещерский И. Н.—Там же.
69. Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. Изд-во АН СССР, М., 1961.
70. Мещеряков Ю. А.—В кн.: Современ. тектон. движения и методы их изуч. Изд-во АН СССР, М., 1961.
71. Мещеряков Ю. А.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
72. Мещеряков Ю. А. и др.—В кн.: Современные движения земной коры, 2. Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.
73. Нелидов Н. Н., Габайдулин А. М.—В кн.: Современные движения земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
74. Орлов В. П., Соколов В. П.—В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. «Наука», М., 1965.
75. Петрова Г. Н.—Земля и Вселенная. «Наука», 1967, 6.
76. Пиотровская Т. Ю. Неотектоника и выражение ее в рельефе Закарпатья. Автореф. дисс., М., 1966.
77. Пудовкин И. М. и др.—В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. «Наука», М., 1965.
78. Пустыльник Е. И.—В кн.: Статистические методы анализа и обработки наблюдений. «Наука», М., 1968.
79. Ражинская А. К.—В кн.: Современные движения земной коры, 3. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
80. Раскатов Г. И.—Землеведение, 1957, 4.
81. Раскатов Г. И.—В кн.: Геология СССР, 48, ч. 1. «Недра», М., 1966.
82. Рихтер В. Г.—МОИП, отд. геол. 1957, 1, 32, 2.
83. Рождественский А. П. и др.—В кн.: Глубинное строение Урала. «Наука», М., 1968.
84. Рудницкий С.—В кн.: Праці наук. т-ва ім. Шевченка, 10, Львів, 1905.
85. Серебряный Р. Л. Радиоуглеродный метод и его применение для изучения палеогеографии четвертичного периода. Изд-во АН СССР, М., 1961.
86. Синягина М. И.—В кн.: Тр. ЦНИИГАиК, 114, 1957.
87. Синягина М. И.—Геодезия и картография, 1962, 2.
88. Собакарь Г. Т.—Геофиз. сб., 18. «Наукова думка», К., 1966.
89. Собакарь Г. Т.—ДАН СССР, 1968, 179, 6.
90. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР, Тр. ЦНИИГАиК, 123, 1958.
91. Соколовский И. Л. та ін.—В кн.: Прикладні питання географії Української РСР. «Наукова думка», К., 1964.
92. Соллогуб В. Б. и др.—В кн.: Геофиз. исслед. строения земн. коры юго-восточной Европы. Верхняя мантия, 5. «Наука», М., 1967.
93. Сомов В. И.—В кн.: Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 3. Изд-во Львовск. ун-та, 1965.
94. Сомов В. И. и др.—В кн.: Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 5. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
95. Сомов В. И.—В кн.: Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1968.
96. Сомов В. И.—В кн.: Материалы II и III научно-технической конференции молодых геофизиков Украины 1966—1968 гг. «Наукова думка», К., 1968.
97. Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.
98. Судаков С. Г.—Геодезия и картография, 1967, 10.

99. Татевян А. Ш. — Геодезия и картография, 1964, 7.
 100. Трифионов В. П. — В кн.: Современные движения земной коры, I. Изд-во АН СССР, М., 1963.
 101. Турм Г. — В кн.: Матер. III симпозиума ком. по изуч. современ. движений земной коры, Л., 1969.
 102. Успенский М. С. — Условия устойчивости геодезических центров и реперов. Геодезиздат, М., 1955.
 103. Фиалков Д. Н. — В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири, Л., 1961.
 104. Фотиади Э. Э. и др. — В кн.: Современные движения земной коры, 4. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
 105. Чеботарев А. С. — В кн.: Тр. ЦНИИГАиК, 85, 1951.
 106. Чердынцев В. В., Кинг Н. В. — В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. «Наука», М., 1966.
 107. Шанцер Е. В. — В кн.: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 135, серия геол., 55. Изд-во АН СССР, М., 1951.
 108. Шапиро В. А. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, 8.
 109. Юркевич О. И. — В кн.: Современные движения земной коры, I. Изд-во АН СССР, М., 1963.
 110. Юркевич О. И. Повільні деформації поверхні Землі. Вид-во АН УРСР, К., 1963.
 111. Юркевич О. И. и др. — В кн.: Сейсмичность Украины, «Наукова думка», К., 1969.
 112. Энтин И. И. — Высоточное нивелирование. Тр. ЦНИИГАиК, 111, 1956.
 113. Энтин И. И. — Тр. ЦНИИГАиК, 135, 1960.
 114. Энтин И. И. — В кн.: Современные движения земной коры, 3. Изд-во ВИНТИ, М., 1968.
 115. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Изд-во ЛГУ, 1964, 1.
 116. Astronomisch-geodäsische Arbeiten des K. und K. Militär-geographischen Institutes in Wien. Das Präcisions-Nivellement in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Wien, 1899.
 117. Bëndefy L. — Suomalais. tiedekat. toimituks., Helsinki, 1966, Sar. A III, 90.
 118. Breiner S. — Nature, 1964, 202.
 119. Dambara T. — The United States — Japan conference on research related to earthquake prediction problems, 1964.
 120. Kääriäinen E. — Suomen Geodettisen laitoksen julkaisu, 42, 1953.
 121. Kääriäinen E. — Suomalais. tiedekat. toimituks., Helsinki, 1966, Sar. A III, 90.
 122. Katalog wysokości reperów polskiej podstawowej sieci niwelacyjnej, Warszawa, 1939.
 123. Kruijs B. — Geod. a kartogr. obzor, 1959, 5, 8.
 124. Petrescu G., Radu C. — Revue romaine de géol., geoph. et de geogr., sér. geoph., 1965, 9, 1.
 125. Pinter A., Aczél E. — Geof. közl., 1964, 13, 2.
 126. Rikitake F. — Journ. of Geomagnetism and Geoelectricity, 1963, 15, 4.
 127. Romer E. — Kosmos, r. 32, Lwów, 1907.
 128. Sawicki L. — Kosmos, r. 34, Lwów, 1909.
 129. Schimucker U. — Journal of Gemagnetism and Geoelectricity, 1963, XV, 4.
 130. Stacey F. D. — Nature, 1963, 200.
 131. Wiese H. — Geomagnetische Tiefentellurik, Akademie-Verlag, Berlin, 1965.

Передмова	3
Вступ	5
Сучасні рухи земної кори	5
Класифікація сучасних рухів	7
I. Короткий огляд методів вивчення сучасних рухів	10
Геодезичні методи	10
Геофізичні методи	18
Геолого-геоморфологічні методи	22
II. Карпатський полігон для вивчення сучасних рухів	26
Дослідження сучасних рухів на геодинамічних полігонах	26
Місцеположення полігону і сітка вікових реперів	28
Дослідна штольня	32
III. Оцінка і відбір нівелювань для вивчення сучасних вертикальних рухів на території Карпат	35
IV. Визначення швидкості сучасних рухів; контроль і оцінка її точності	54
V. Сучасні горизонтальні рухи	64
VI. Геофізичні і геоморфологічні дослідження	66
Вивчення поздовжнього профілю р. Ужа та будова її першої тераси	68
Дислокація другої тераси Ужа в районі Дубринича	72
Голоценові рухи земної кори на Закарпатській рівнині	78
Чи затухають тектонічні рухи в Карпатах?	90
Про тектонічний фон сучасних рухів земної кори в Карпатах	94
Геологічна інтерпретація результатів нівелювання	97
Про сучасні горизонтальні рухи	105
VII. Геофізичні дослідження	108
Співвідношення між сучасними рухами, геофізичними полями і геоструктурними елементами	108
Визначення ступеня ізостатичної зрівноваженості земної кори	109
Деякі питання методики магнітометричних досліджень	113
Загальні висновки	120
Література	123

Илья Давыдович ГОФШТЕЙН, Владимир Иванович СОМОВ,
Валентина Георгиевна КУЗНЕЦОВА

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРПАТАХ
(на украинском языке)

Друкується за постановою вченої ради Інституту геофізики АН УРСР

Редактор Н. Я. Чехович. Художній редактор Р. К. Пахолюк. Оформлення художника Г. М. Балюна. Технічні редактори Л. М. Конников, І. П. Савицька. Коректор Улезко О. С.

Здано до набору 12. 6. 1970 р. Підписано до друку 9. 10. 1970 р. БФ 08469. Зам. № 586. Вид. № 96. Тираж 50. Папір № 2, 69×90^{1/16}. Друк. фіз. арк. 8. Ум.-друк. арк. 8. Обл.-видавн. арк. 8,8. Ціна 98 коп.

Друкоофсетна фабрика «Атлас» Комітету по пресі при Раді Міністрів УРСР. Львів, Зелена, 20.

Надруковано в Обласній книжковій друкарні Львівського обласного управління по пресі, Львів, Стефаника, 11. Зам. № 35.