

УДК 550.348.098.64(594)

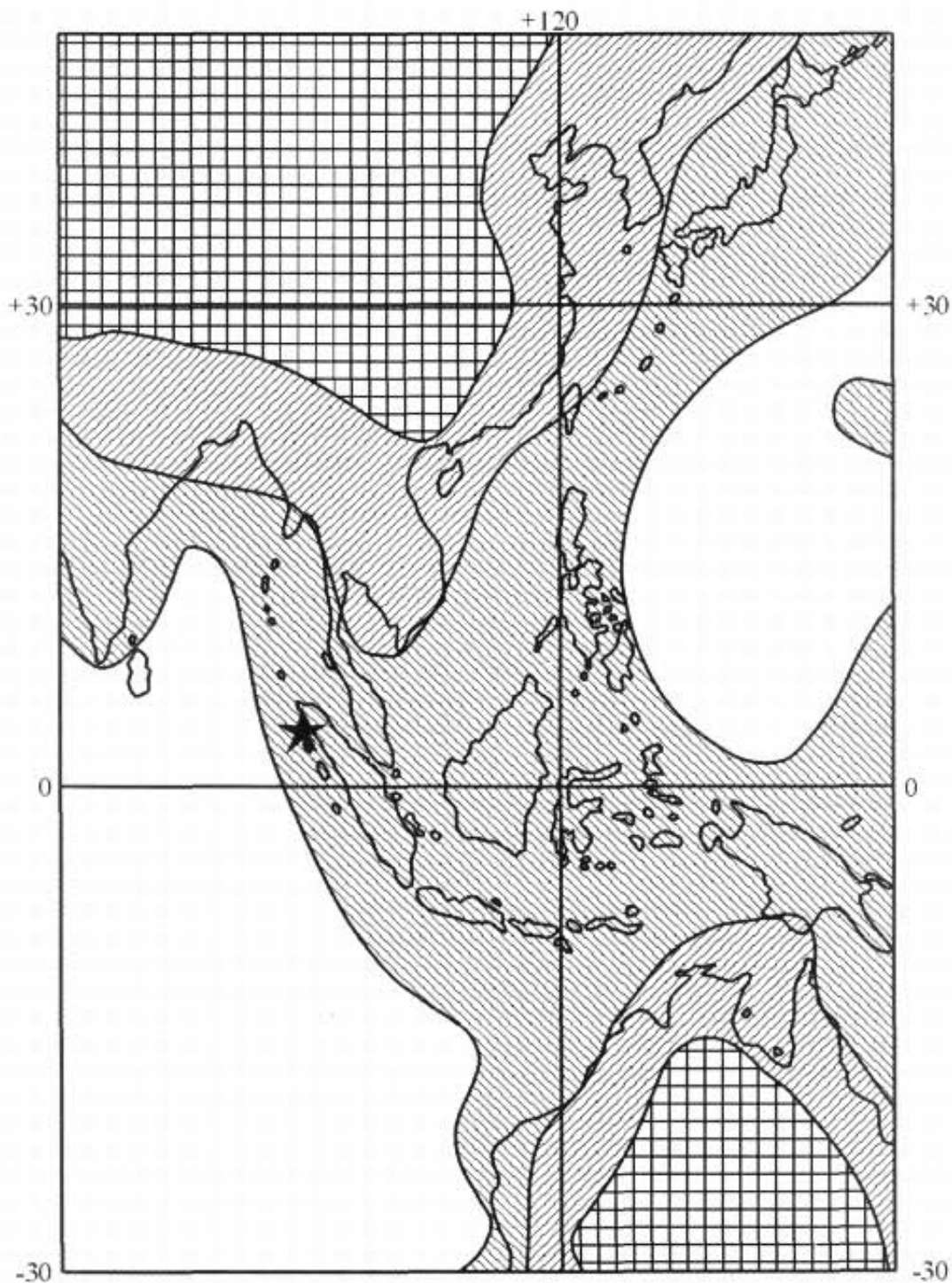
М. І. Лебідь¹

СЕЙСМІЧНІСТЬ ІНДОНЕЗІЇ (у зв'язку з землетрусом 26 грудня 2004 р.)

Виконано статистичний аналіз просторово-часових умов локалізації осередків землетрусів, зареєстрованих за 42 роки інструментальних спостережень. На цій основі, із врахуванням особливостей тектоніки регіону, показано закономірність розміщення епіцентру у Яванському глибоководному жолобі, в районі північного краю о. Суматра. Намічені додаткові умови, що сприяли утворенню катастрофічного цунамі на величезній території. Згідно з особливостями сейсмічності регіону у попередні роки виділено три можливих довгострокових провісники катастрофи.

Острови Індонезії, або Зондські, займають більшу частину Малайського архіпелагу, одного з найбільших у світі скупчень островів та міжострівних морів “середземного типу”. Архіпелаг із загальною площею суші біля 1,7 млн км² утворює своєрідний перевал на поверхні літосфери, який з одного боку поєднує континенти Євразії та Австралії, а з іншого — розділяє акваторії Тихого і Індійського океанів. Глибинна будова відзначається розвитком обох основних типів земної кори, але із відчутною перевагою площі континентальної земної кори (острови і шельфові моря) над океанічною [10]. Зоненшайн Л. П. та Савостін Л. О. [3] виділяють тут мікроплиту переважно континентальної земної кори під назвою Китайської, або Індокитайської. Від сусідніх регіонів Малайський архіпелаг чітко відрізняється “проміжною” товщиною земної кори (мал. 1), істотно більшою від океанічної і меншою від континентальної. Своєрідна геоморфологічна позиція району, його висока сейсмічність та інтенсивний сучасний вулканізм давно привернули до нього увагу геологів. У 1907 р. А. Зупан [7] відкрив і вперше описав “глибоководні западини” — Яванський глибоководний жолоб за сучасною термінологією. Відтоді територія архіпелагу (Малайського або тільки його частини — Зондського) неодноразово описувалась як класичний приклад сучасної геосинкліналі: Ог — 1907; Молленграаф — 1913; Арган — 1916. Найповніше такий висновок опрацювали Р. ван-Беммелен — 1933, Ф. Вейнінг-Мейнец — 1940 та Дж. Умбгрове у 1947 і 1948 рр. [7]. Вони вважали, що основна внутрішня дуга Зондських островів перебуває на стадії пізньогосинклінального етапу розвитку, менша зовнішня дуга — на заключній його стадії, а внутрішній морський прогин між ними (на північ та північний схід від Яванського жолоба) є зачатком нового геосинклінального етапу розвитку регіону. Крім того Дж. Умбгрове вже тоді показав, що вздовж простягання вся геосинклінальна система Зондських островів на півночі переходить у класичну складчасту систему, в межах якої геосинклінальний етап розвитку вже закінчився [7].

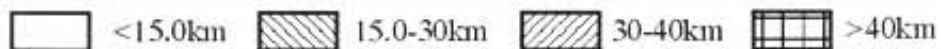
© М. І. Лебідь¹:¹ Український Державний геологорозвідувальний інститут.



Умовні позначення

★ Епіцентр землетрусу 24.12.2004р.

Глибини залягання поверхні Мохо:



Мал. 1. Схематична карта глибини залягання поверхні Мохо — викопіровка з карти [9]

З певними уточненнями і деталізацією подібні уявлення дожили до останньої чверті ХХ століття [2, 8, 11 та ін.]. Вважалось, що ця сучасна геосинкліналь є логічним продовженням у часі і просторі альпійського Середземноморсько-Гімалайського складчастого поясу [СГСП]. Підкреслюючи єдність цих двох тектонічних зон, В. В. Білоусов дещо інакше трактував природу “геосинклінально-складчастої зони островних дуг Індонезії” [1]. Він вважав, посилаючись на роботу Р. ван-Баммелена, що геосинклінальний етап її розвитку закінчився у кінці палеогену; з того часу тут відбуваються процеси інтенсивної океанізації літосфери: занурення серединних масивів і окремих частин океанського дна, формування глибоких океанських ровів, інтенсивний вулканізм тощо. На його думку саме “геосинклінальна передісторія” принципово відрізняє островні дуги Індонезії від усіх інших дуг заходу Тихого океану.

Тектоніка літосферних плит надає сучасного, “геодинамічного” змісту терміну “острівна дуга” і вважає такі утворення в межах Малайського архіпелагу невід’ємною складовою частиною західнотихоокеанської системи. Вважаємо, що при цьому недостатньо підкреслюється своєрідність островних дуг Індонезії (Зондських островів). На відміну від усіх інших дуг, тут відсутні типові задугові моря (з великою глибиною і океанічним типом літосфери); територія островів Індонезії та міжостровних шельфових морів виконує роль континентальної літосферної плити, під яку вздовж Яванського глибоководного жолоба занурюється плита Індійського океану. Якщо в усіх інших островних дугах глибоководні жолоби пов’язані із зоною Бенюфа, нахиленою на захід, то зона Яванського глибоководного жолоба має зворотнє падіння — на схід і північ. За нашою гіпотезою, основну причину надто великої сили землетрусу 26.12.04 слід шукати саме в особливостях тектонічної позиції і внутрішньої будови саме зони Бенюфа.

Велика довжина зони (біля 6 тис. км) і характер літосферних плит, які вона розділяє, дозволяють бачити певну її аналогію із подібними утвореннями на сході Тихого океану, у зоні субдукції біля берегів Південної Америки. Але на відміну від останньої зона Яванського жолоба не прямолінійна. Це справжня дуга, напрямок простягання окремих її ділянок змінюється більше ніж на 90° . За даними [13] сучасний рух літосферної плити Індійського океану, зокрема її східної частини, направлений на північ. В такому разі значна кривизна поверхні зони Бенюфа, на нашу думку, повинна зумовити велику різницю у взаємодії літосферних плит, які вона розділяє. На південно-східному краї зони, де вона поперечна напрямку підсуву океанської плити, повинна відбуватись справжня субдукція з осередками землетрусів на всю глибину зони Бенюфа. Далі на захід і північ підсув нижньої плити має гальмуватись через все більший вигин зони активного контакту. У крайній північній частині зони, від Андаманських островів до континенту можливість підсуву океанської плити зникає через паралельність напрямку її руху до зони, що розділяє плити. Крім того, як це вірно визначили наші авторитетні попередники, північний фланг зони Яванського жолоба поступово переходить у гірські хребти (Аракан-Йома-Нага та ін.) і міжгірні проги-

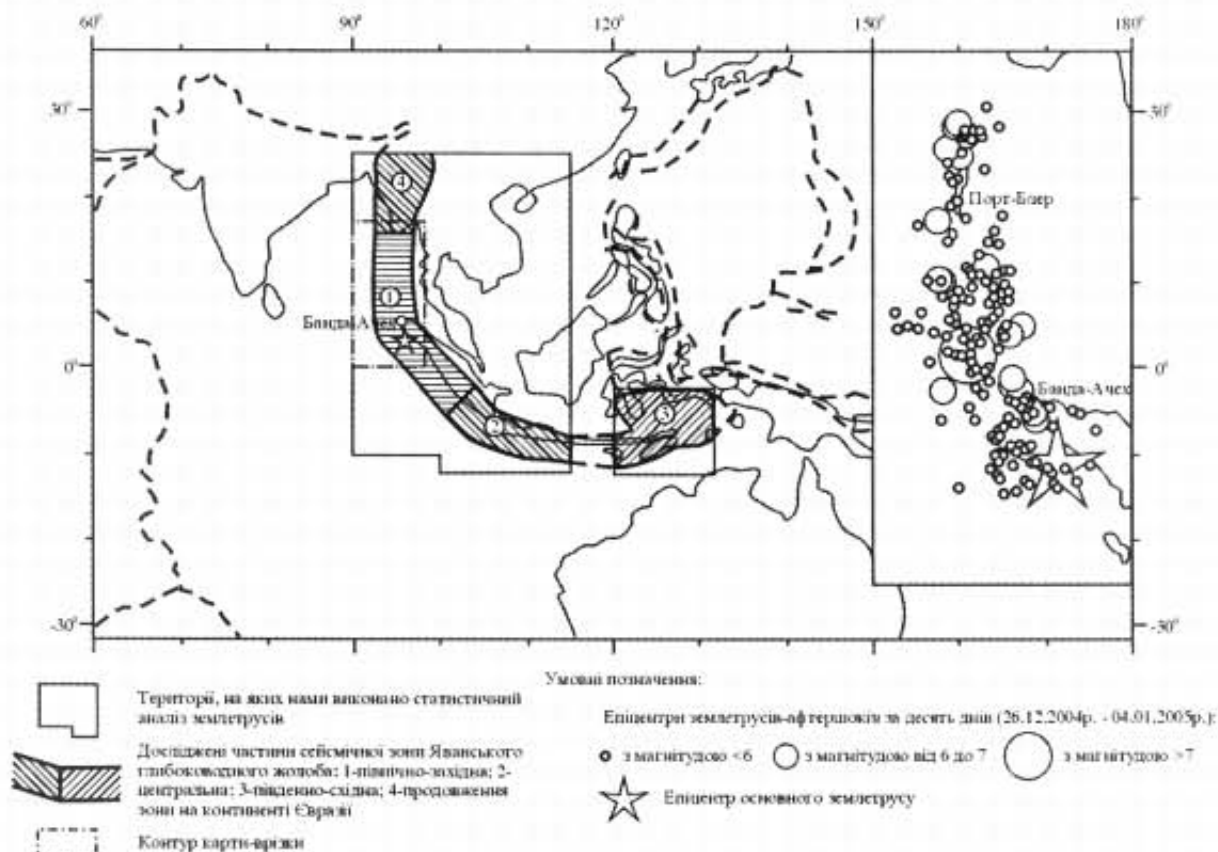
ни М'янми. На межі континенту і океану тут немає зони Бенюфа, і це є ще одним надійним гальмом для підсуду плити Індійського океану.

Оскільки плити, розділені зоною Яванського жолоба, суцільні, така велика різниця у характері їх взаємодії на різних флангах зони Бенюфа безумовно повинна викликати надзвичайно великі напруження у верхніх частинах пасивного (“загальмованого”) флангу зони. Тільки розрядка таких надзвичайних напружень може викликати дуже сильний землетрус, подібний до суматринського від 26.12.2004 р.

Для перевірки такої гіпотези ми вивчили дані про всі землетруси, що сталися на більшій частині території регіону (мал. 2) за останні 42 роки [12]. Каталог містить відомості і про давніші землетруси — від липня 1899 р., але всі дані про кожен землетрус, у тому числі магнітуду і глибину осередка, є тільки починаючи від 01.01.1963 р.

На дослідженій нами території за 42 роки сталося 17 565 землетрусів, у тому числі: в сейсмічній зоні Яванського жолоба — 17311 (98,55%); у мезозойських орогенах і зонах мезозойської активізації краю Китайської платформи — 233 землетруси (1,33%), на інших територіях (серединний масив о. Калімантан, акваторія Південно-Китайського моря та Індійського океану) — 21 (0,12%). Визначна роль Яванського жолоба у загальній сейсмічності регіону більш ніж очевидна.

Сейсмічність зони ми дослідили окремо для кожної із чотирьох частин, виділених нами (мал. 2) з півночі на південь і схід: північний фланг зони



Мал. 2. Оглядова карта землетрусу 26.12.2004 р. та карта-врізка району землетрусу

Яванського жолоба (1 на мал. 2) з переважно меридіональним її простяганням; центральна частина (2 на мал. 2) істотно діагонального і перехідного простягання; південно-східний край зони (3 на мал. 2) широтного простягання; продовження зони — на континенті (4 на мал. 2). Пересічно за 1 рік спостережень на кожній тисячі км довжини ділянки зони відбувалось землетрусів: конт.— 26,7; пвнч. фл.— 33,9; центр. ч.— 54,1; пвдн.-схдн. кр.— 159,1. Ця закономірність характерна і для розподілу сильних руйнівних землетрусів (у тому ж порядку відповідно): 0,69–0,99–1,08–2,26. Сильні землетруси ми тут і далі визначили так, як це зроблено у наших попередніх роботах [5, 6]: магнітуда не менше 5,5 для глибин менше 30 км; не менше 6,0 — для глибин 30–70 км і не менше 6,5 — для глибин 70 км і більше.

Навіть питома кількість землетрусів у різних частинах сейсмічної зони (незалежно від глибини осередків землетрусів) свідчить про можливу справедливості нашої гіпотези.

Ще переконливіше свідчить на користь нашої гіпотези питома кількість землетрусів на різних глибинах (табл. 1).

Виходячи з наведеного, можна зробити важливий прогностичний висновок. Винятково сильні землетруси з магнітудою не менше 8 можуть виникати тільки на тих територіях Землі, де мають місце **дві обов'язково необхідні тектонічні передумови:**

а) наявність зони Бенюфа планетарного масштабу;

б) у різних частинах цієї зони вздовж її простягання спостерігається велика нерівномірність підсуву нижньої літосферної плити під верхню, обумовлена особливостями тектонічної позиції та внутрішньої будови зони занурення літосферних плит.

Для утворення катастрофічного цунамі на дуже великій території, як це було 26.12.2004 р., крім того, необхідна ще одна передумова, продиктована законами гідродинаміки. *Епіцентр землетрусу повинен міститися у напівзакритій морській водоймі помірно великого об'єму: завширшки до перших сотень кілометрів і глибиною до 2000 м.* В даному випадку це протока Ментавай, глибиною до 500–1000, місцями — до 2000 м, відгороджена від океану підводним хребтом, увінчаним низкою невеликих островів (Сіме-

Таблиця 1. Питома кількість землетрусів на 1 тис. км довжини кожної частини зони (перше число — усіх землетрусів за 42 роки, друге в дужках — у тому числі сильних руйнівних землетрусів)

Глибина, км	Частина сейсмічної зони			
	конт.	пвнч. фл.	центр. ч.	пвдн.-схдн. кр.
<240	1120 (29,0)	1421,25 (41,67)	2178,79 (43,03)	5842,96 (90,37)
240–300	—	3,75 (—)	18,18 (0,61)	163,70(—)
300–500	—	0,42 (—)	13,33 (—)	407,41 (2,22)
500–600	—	—	41,21 (1,21)	188,9 (1,48)
>600	—	—	20,61 (0,61)	79,26 (0,74)
Разом	1120 (29,0)	1425,42 (41,67)	2272,12 (45,45)	6682,22 (94,81)

луе, Ніас, Сіберут та ін.). Ударна хвиля, утворена у морях або океанських котловинах значно більшого розміру, втратить основну частину своєї енергії ще до виходу у прибережну зону. У разі ж її утворення у малих морських водоймах (затоки, протоки, фіорди) удар цунамі охопить тільки недалекі околиці епіцентру.

Використовуючи такі правила, можна стверджувати, що поява катастрофічних цунамі “суматринського типу” у середземних морях Європи, Південно-Західної Азії та Північної Африки малоімовірна, практично неможлива. Тут на території СГСП і за його межами немає для цього обов’язкових тектонічних передумов. Осередки землетрусів, хоча місцями і концентруються у локальні зони, все ж розпорошені на великій території і, головне, зосереджені майже повністю на малих глибинах. Про такий розподіл сильних землетрусів СГСП ми писали раніше [5, 6]. Зараз ми готуємо “Атлас сейсмічності західної половини СГСП з прилеглими територіями” (довгота від -15° до $+60^\circ$; широта від $+17^\circ$ до $+60^\circ$), в якому враховано всі зареєстровані в каталогі землетруси [12], незалежно від їхньої магнітуди, переважно слабкі та помірно сильні. Виявилось, що основну частину осередків землетрусів на цій території вміщують чотири шари товщиною 2,5 км: на глибині (10–12,5) км — 49,62% усіх землетрусів; відповідно: (5–7,5) — 15,64%; (0–2,5) — 8,2% і (32,5–35,0) — 6,96%, разом у чотирьох шарах — 80,25%. Решта осередків також розташована на малих глибинах. Тому не глибше 200 км зафіксовано 99,82% осередків, у тому числі: менше 30 км — 87,90%; 30–70 км — 10,75%. Малочисельні глибші землетруси (до 320 км — 142, від 320 до 490 км — 45, глибше — 6) мають невелику магнітуду, за винятком одного в горах С’єра-Невада на півдні Іспанії, і розкидані на великій території. Генетична причина високої сейсмічності верхніх шарів літосфери СГСП в умовах відсутності глибоких землетрусів буде обґрунтована у пояснювальній записці до “Атласу”, який складається на засадах об’ємного картування — на кожній карті зображено осередки землетрусів окремого тонкого шару літосфери. Зараз же ще раз підкреслимо: у середземних морях західної половини СГСП поява катастрофічних цунамі та надсильних землетрусів суматринського типу малоімовірна (практично неможлива) через відсутність реальних крупних зон Беньофа та пов’язаних з ними глибоких землетрусів.

За тектонічними передумовами одним з найбільш потенційно небезпечних районів світу можна вважати західний берег Північної Америки, утворений кількома прямолінійними відрізками різного напрямку. На окремих ділянках узбережжя тут суміщені в просторі зона Беньофа (субдукції) із зоною спредингу, вірогідніше — в результаті накладання тангенційних плитотектонічних сил на ротаційні [4]. Протидія сил спредингу і субдукції зумовила практично повну зупинку підсуву океанської плити під континентальну [6].

Для більшої частини цієї зони (гірські хребти Кордільєр та прилеглі території Південноамериканської платформи і Тихого океану від паралелі $+30^\circ$ до паралелі $+68^\circ$ та меридіану — 155) ми виконали експрес-пошук усіх землетрусів, встановлених за ті ж 42 роки спостережень (незалежно від

їхньої магнітуди) на глибинах 150 км і більше. Уся зона загальною довжиною 4,5 тис. км за ступенем сейсмічності глибоких горизонтів чітко розділилась на 5 різних частин. У напрямку з південного сходу на північний захід тут змінюються:

— Перша **слабосейсмічна частина** між паралелями $+30^\circ$ та $+41^\circ$; це південний захід США з частиною Мексики.

— Друга **зовсім несейсмічна частина** між широтою $+41^\circ$ та поперечною лінією північно-східного напрямку, що проходить через острів Чичагова, міста Джуно (центр штату Аляска) та Галескуа (Канада).

— Третя **дуже слабосейсмічна частина** — від вказаної поперечної лінії до меридіану -140° ; охоплює решту “апофізної частини” штату Аляска та сусідні землі канадських провінцій Британська Колумбія і Юкон.

— Четверта **помірносейсмічна частина** включає південний схід основної (“квадратоподібної”) території штату Аляска, між меридіанами -140° та $-146,8^\circ$.

— П'ята **дуже сильносейсмічна територія** займає південь і центр основної континентальної частини штату Аляска.

Кількісна характеристика сейсмічності вказаних частин зони наведена в табл. 2.

Із таблиці 2 видно, що тут дійсно існують необхідні тектонічні передумови для появи надсильних землетрусів. Але виявилось, що умов, достатніх для їх появи, тут немає: майже всі враховані землетруси належать до категорії слабких; їх середня магнітуда у всіх частинах не перевищує 2,2–3,4; найбільша — окремих землетрусів у слабосейсмічних частинах не перевищує 3,4–3,7. Тільки у п'ятій, найактивнішій частині, нечасто (51 раз із 806) трапляються землетруси з магнітудою більше 4,1 (найхарактерніші для Індонезії), у тому числі 9 з магнітудою 5,1–5,4 і один — з магнітудою 6,6. На те ж саме вказує і практично повна відсутність справжніх глибоких землетрусів, з глибиною 400 км і більше. Помірно глибокі землетруси є тільки у 5-й частині зони, що відрізняється від інших великою кількістю землетрусів. Тому зараз тут немає реальної загрози для появи катастрофічних цунамі. Тільки в разі значного посилення сейсмічності на всю глибину

Таблиця 2. Насиченість осередками землетрусів глибоких горизонтів різних частин зони Кордільєр Північної Америки
(перше число — встановлено землетрусів за 42 роки,
друге — кількість на 1 тис. км довжини зони)

Глибина, км	Частина загальної зони				
	перша	друга	третя	четверта	п'ята
150–240	7–5,8	—	1–2,1	12–20,0	744–1653,3
240–300	2–1,7	—	—	2–3,3	50–111,1
300–400	—	—	—	2–3,3	12–16,7
400–600	—	—	—	—	—
> 600	1–0,8	—	—	—	—
Разом	10–8,3	—	1–2,1	16–26,6	806–1791,1

у п'ятій частині зони така небезпека може стати реальною для більш південних, економічно освоєних районів штату Аляска і Канади (четверта, третя та друга частини зони).

Потенційна небезпека за тектонічними передумовами існує також і в південній частині Північної Америки — на тихоокеанському узбережжі та в Карибському регіоні. Ця територія заслуговує окремого аналізу проблеми прогнозу катастрофічних землетрусів і цунамі.

Приклад Кордільєр засвідчує справедливість відомої істини: певний процес або подія можуть відбутись **тільки в разі поєднання необхідних умов з достатніми**. В районі Зондських островів в якості останніх може виступити тільки загальна сейсмічна активність геологічного регіону. У сейсмічній зоні Яванського глибоководного жолоба (на вивченій нами території) щорічна кількість землетрусів на протязі 42 років постійно зростала, хоча і з певними коливаннями. Середня за 1 рік кількість у 2000–2003 рр. збільшилась порівняно з першими трьома роками спостережень у 5,6 рази; у 2004 р. — у 7,6 рази.

Звичайно таке збільшення кількості землетрусів може бути і суб'єктивним, за рахунок вдосконалення (розширення та ущільнення) мережі сейсмічних спостережень. Але в результаті цього зазвичай зростає кількість слабких землетрусів, з магнітудою 1,0–3,0. На відміну від Північної Америки та Західної Європи, у каталогу землетрусів Індонезії враховано значно сильніші землетруси (середня за рік магнітуда завжди більша від 4,3–4,4), реєстрація яких мало залежить від щільності мережі спостережень. У перші 10–15 років зареєстровано зовсім мало землетрусів з магнітудою менше 4,2, а далі їх кількість поступово збільшується. Для таких відносно слабких землетрусів роль суб'єктивного чинника може бути істотною. Тому середню за 1 рік кількість землетрусів у зоні Яванського жолоба у різні періоди часу ми обчислили у трьох варіантах — див. табл. 3.

На достатньо високу об'єктивність даних таблиці 3 про стабільне в часі збільшення сейсмічності зони вказує, зокрема, еволюція сейсмічності за ті ж 42 роки і за даними того ж каталогу [12] мезозойських орогенів Індокитаю та південного краю активізованої Китайської платформи. Тут дійсно має

Таблиця 3. Середня за рік (у різні періоди часу) кількість землетрусів у сейсмічній зоні Яванського жолоба

Періоди спостережень	Середня за рік кількість землетрусів		
	загальна	у тому числі з $M \geq 4,2$	у тому числі — сильних*
1963–1973 рр.	140,6	139,6	6,27
1974–1984 рр.	240,6	229,4	7,5
1982–1987 рр.	447,8	396,2	5,7
1988–1995 рр.	528,0	457,6	8,8
1996 — 5 місяців 2000 р.	703,5	503,3	5,4
7 місяців 2000 р.— 2003 р.	765,1	665,6	11,4
2004 р.	1025	823,0	23,3

* Критерій належності до категорії сильних землетрусів див. у тексті вище.

місце невелике зростання середньої річної кількості землетрусів, зумовлене вдосконаленням спостережної мережі (далі для кожного періоду часу наводимо три числа — у тому ж порядку, що і в таблиці 3): від повної відсутності землетрусів у перші 7 років та 2,33–2,33–0,17 у подальші 12 років до 3,67–3,00–0,0 в останні 3 роки (2002–2004). На фоні такого поступового зростання є кілька максимумів, основний із них припадає на 1988 р. (46,0–45,0–4,0) та 1989 р. (18,0–16,0–0,0), разом за два роки 32,0–30,5–2,0. Закономірний характер цього максимуму підкреслює зміна розподілу землетрусів між різними глибинами земної кори (у верхній мантії трапляються тільки поодинокі землетруси). До кінця 1987 р. (за 18 років) у тонкому нижньокоровому шарі 32,5–35,0 км було локалізовано 76,2% осередків, на менших глибинах — 20,3%. У 1988 р., навпаки, були переважно неглибокі землетруси — 84,8%, а в шарі (32,5–35,0) — 15,2%. Після 1988 р. відновився попередній порядок на трохи іншому рівні: 62% нижньокорових та 34% менш глибоких.

Вважаємо, що наведені в таблиці дані переконливо свідчать про далеку завчасну підготовку катастрофічного землетрусу на протязі понад 37 років — від 01.01.1963 до 31.05.2000 р. та про його безпосередню підготовку, починаючи із 01.06.2000 р.

На істотну зміну сейсмічної ситуації в зоні Яванського жолоба з червня 2000 р. вказує і співвідношення кількості землетрусів між різними його частинами. На протязі 37 років і 5-ти місяців безумовним лідером був південно-східний край жолоба: тут щороку відбувалось землетрусів у 6–8 разів більше, ніж за той же час у континентальному продовженні жолоба та у 2,5–3 рази більше, ніж у кожній із двох інших його частин. У червні — грудні 2000 р. зберігається звичайна перевага південно-східного краю тільки над північно-західною і континентальною частинами, зате сильно зростає сейсмічність центральної частини жолоба — у 2,6–2,8 рази більше землетрусів, ніж у південно-східному краї (за всіма трьома варіантами обчислень, використаних у таблиці 3). Чому ж так сталося?

Дуга Яванського жолоба не ідеальна, в її межах є два місця з максимальною кривизною дуги. Навпроти південної частини острова Суматра, тобто на північно-західному краї центральної частини, досить різко змінюється напрямок зони — від субширотного до діагонального. Ще один злам зони — на траверзі північного краю того ж острова — від діагонального та субмеридіонального до меридіонального напрямку. Якщо наша гіпотеза справедлива, то саме ці два місця сейсмічної зони повинні бути основними концентраторами сильних напружень на малих глибинах зони, обумовлених нерівномірним підсувом нижньої плити. І якщо це правда, то розрядка напружень біля південного краю Суматри мала відбутись раніше та без надзвичайної концентрації напружень в одній точці, оскільки тут простягання зони відрізняється від напрямку її найактивнішої частини на кут не більше 50°.

Ми проаналізували середню за один місяць кількість землетрусів у центральній та північно-західній частинах жолоба за три роки — 1998–2000. Коливання цих середніх, звичайно, більші від річних, але все ж за

перші 27 місяців вони близькі до річних, поділених на 12. При цьому 97,3–99,6% землетрусів — на глибинах менше 200 км; у центральній частині стався один землетрус на глибині >500 км (0,037 — у середньому за 1 місяць). У квітні — травні 2000 р. середня кількість неглибоких землетрусів практично не змінюється, але в центральній частині зони сталось 4 глибоких землетруси — по 2 за місяць, або у 54 рази більше попередніх місяців. У червні 2000 р. — в обох зонах і на всіх глибинах зберігається звичайний рівень сейсмічності, крім однієї дуже виразної аномалії. У центральній частині зони на глибині 32,5–35,0 сталось 253 землетруси, що у 50 разів більше звичайного рівня. І майже всі землетруси (249 із 253) сконцентровані на північно-західному фланзі центральної частини, у місці максимальної кривизни зони: південний схід протоки Ментавай, між Суматрою та островами Енганю і Мега, довжина ділянки біля 250 км. Магнітуда переважної більшості поштовхів 4,1–5,4, але є кілька сильних землетрусів. Найсильніший подвійний поштовх (магнітуди 7,9 та 6,7) практично в одному місці з різницею в 11 хвилин стався 4 червня. Крім меншої сили землетрусів, утворенню сильних цунамі перешкодило те, що епіцентр містився у найглибшій частині протоки Ментавай, 2000 м і більше. У наступні 6 місяців 2000 р. сейсмічність зони стабілізується, середня за місяць кількість землетрусів збільшується проти середньої за 27 місяців тільки у 1,25–1,35 рази. Напруження, частково розряджені біля південної точки максимальної кривизни, зосередилися у північній, де й відбулась катастрофа 26.12.2004 р.

В каталогі землетрусів перші очевидні ознаки її наближення з'являються на межі 2003 та 2004 р. — див. таблицю 4. Не тільки в Індонезії, а й у багатьох інших регіонах світу важливим концентратором осередків землетрусів є тонкий “нижньокоровий” шар на глибині 32,5–35,0 км. В Індонезії 2003 рік був продовженням звичайного багаторічного стану. Різке зменшення долі таких осередків у 2004 р. — це чітка аномалія, яку можна вважати виразним довгостроковим провісником катастрофи 26.12.2004 р.

Закономірний причинно-наслідковий зв'язок між землетрусами червня 2000 р. та суматринським 26.12.2004 р. підкреслюють афтершоки останнього — див. карту-врізку на мал. 2. Вони “продовжують справу” вказаних сильних землетрусів, знімаючи напруження в сейсмічній зоні жолоба далі на північ на понад 1 тис. км від епіцентру суматринського землетрусу.

Із врахування великої довжини та кривизни сейсмічної зони можна думати, що землетруси 2000–2004 рр. зняли всі основні напруження на

Таблиця 4. Розподіл осередків землетрусів за глибиною у 2003 та 2004 р. (по 25.12 — включно), % від загальної кількості

Частина жолоба, рік	Глибина, км						
	<32,5	32,5–35,0	35,0–200	200–300	300–500	500–600	>600
Центральна, 2003	9,45	52,78	30,55	2,22	—	1,11	3,89
Центральна, 2004	21,39	3,21	70,05	2,67	0,54	1,6	0,54
Північно-західна, 2003	9,53	57,82	29,25	3,4	—	—	—
Північно-західна, 2004	50,33	2,65	44,37	1,99	0,64	—	—

пасивному краї, накопичені за попередні роки. У такому разі нові дуже сильні землетруси можна очікувати не скоро (десятки років), і розпочнуться вони знову біля південної частини о. Суматра. Якщо ж сильні напруження на північному фланзі зони зняті ще не повністю, тоді такий землетрус у районі Андаманського моря можна прогнозувати уже через кілька років. Мала кривизна цього краю зони і поступовий перехід її на континент дозволяють сподіватись, що катастрофічної концентрації напружень в одній точці тут не буде. За яким із цих варіантів будуть розвиватись події ближчого майбутнього та рівень їхньої небезпеки можна вчасно визначити за допомогою сейсмічного моніторингу вздовж усєї зони Яванського глибоководного жолоба, а не тільки в районі суматринського землетрусу.

Підсумовуючи, можемо сказати, що наша гіпотеза обґрунтована фактичним матеріалом про характер сейсмічності в зоні Яванського жолоба. Вона дозволяє пояснити, чому катастрофічний землетрус стався в зоні Яванського жолоба і чому саме в цьому місці. Вона ж дозволяє попередньо визначити три довгострокові провісники цієї катастрофи:

— постійне наростання сейсмічності усєї зони протягом всього часу спостережень;

— землетруси червня 2000 р. у південно-східній ділянці великої кривизни зони;

— аномальний характер землетрусів за розподілом за глибиною у 2004 р. до 25 грудня.

1. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 608 с.

2. *Геологический словарь.* — М.: Недра, 1973. — 1. — 486 с.

3. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979. — 311 с.

4. *Лебідь М.І.* Вплив ротаційних сил на будову літосферних плит / Збірник наукових праць УкрДГРІ, 2002. — № 1-2. — С. 68-77.

5. *Лебідь М.І., Трегубенко В.І.* Глибокі сильні землетруси ХХ століття: статистика з елементами прогнозу // *Геолог України.* — 2004. — № 1. — С. 33-38.

6. *Лебідь М.І., Трегубенко В.І., Марченко О.А.* Сильні землетруси ХХ століття // *Геолог України.* — 2004. — № 1. — С. 55-62.

7. *Обузи Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. — М.: Мир, 1967. — 302 с.

8. *Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. Ч. II. — М.-Ленинград: Госгеолтехиздат, 1948. — 396 с.

9. *Строев П.А., Корякин Е.Д., Грушинский А.Н.* Глобальное распределение осредненных (5°x5) глубин поверхности Мохоровичича на Земле / Труды Гос. астроном. института им. К. Н. Штернберга. — М. — 1996. — 65. — <http://Infme.sai.msu.ru/~chuikova/Trudi>.

10. *Тектоническая карта Мира.* М-б 1:45 000 000. — Ленинград, ВСЕГЕИ. / Ответственные редакторы Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. — 1982.

11. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964. — 479 с.

12. *Composite Earthquake Catalog.* — <http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/catalog-search.html>.

13. *Global tectonics and basin configurations. A Digital Map Set.* Scale 1: 25 000 000. Simon Petroleum Technology. — 1992.

14. *Preliminary Earthquake Report*. U.S. Geology Survey, National Earthquake Information Center World Data Center for Seismology, Denver. 27/12/2004 — 05/01/2005.— http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_slav_1.html

Выполнен статистический анализ пространственно-временных условий локализации очагов землетрясений, зарегистрированных за 42 года инструментальных наблюдений. На этой базе, с учетом особенностей тектоники региона, обоснована закономерность нахождения эпицентра в Яванском глубоководном желобе в районе северной части о. Суматра. Намечены дополнительные условия, способствовавшие образованию катастрофического цунами на огромной территории. Исходя из особенностей сейсмичности региона в прошлые годы выделено три возможных долгосрочных предвестника катастрофы.

Statistic analysis of spatial-time conditions for localization of earthquake hearths which have been registered during 42 years of instrumental investigations have been fulfilled. At this base subject to peculiarities of the region's structural geology regularity of epicenters place in the part of the Java Deepwater Trough fitting to the north edge of Sumatra have been grounded. Additional conditions, which have been promoting for catastrophe tsunami creating over great territory, have been selected. According to the features of the region seismicity during the last years three possible longtime forerunners of catastrophe have been singled out.