Peter Sinčič, Renato Vidrih

The Network of Seismic Observation Stations in Slovenia

The Seismological Institute of Slovenia currently has four seismological observation stations: in Ljubljana, Cerknica, Bojanci and Vojsko. While the observation station in Ljubljana is equipped with long-period and short-period seismographs, the other three have only short-period seismographs for recording nearby and local earthquakes. Seismographs are analogue, their dynamic area is small, and the measurements are recorded on paper only. Due to the insufficient number of seismological observation stations, the precision of the measurements of the epicentre and focus coordinates is rather low. Many events, particularly local ones, remain unrecorded, while stronger earthquakes disturb the measurement instruments.

Apart from these observation stations, we have temporary portable observation stations near the Krško nuclear power station and the Golica Hydroelectric Power Station, in order to monitor local seismic activity.

By intruducing new regional stations, we plan to cover those areas threatened by seismic activity where we cannot at present monitor local seismic activity. We plan observation stations in Brkini, Trnovski Gozd, Bohinj, Logarska Dolina, Paški Kozjak, Goričko, Haloze, Suha Krajina and Kočevsko. We plan to organise local networks of obervation stations in the most seismically endangered areas of the Ljubljana basin and the Krško Polje plain; they will enable precise observation of seismic activity, since they will record even the weakest tremors. The observation stations will be equipped with the most modern digital instruments for data collection. We plan to connect the Ljubljana and Krško networks with the Observatory, through a telemetric link, while the others will be connected using the public telecommunications network. Permanent connections enable us to control the observation stations´ work, the amount of memory available for saving data and what data is recorded. They also allows us to control data transfer and to set the parameters on the instruments.

The data collected by measuring seismic activity using a modern and extended network of seismological observaiton stations will be the basis for a computerised database on maximum magnitude, intensity, acceleration, attenuation of soil etc., which will in turn form the basis for a more rational anti-earthquake protection system.

POTRESNA ŽARIŠČA NEKAJ OSNOVNIH KINEMATIČNIH IN DINAMIČNIH PARAMETROV

Vladimir Ribarič*

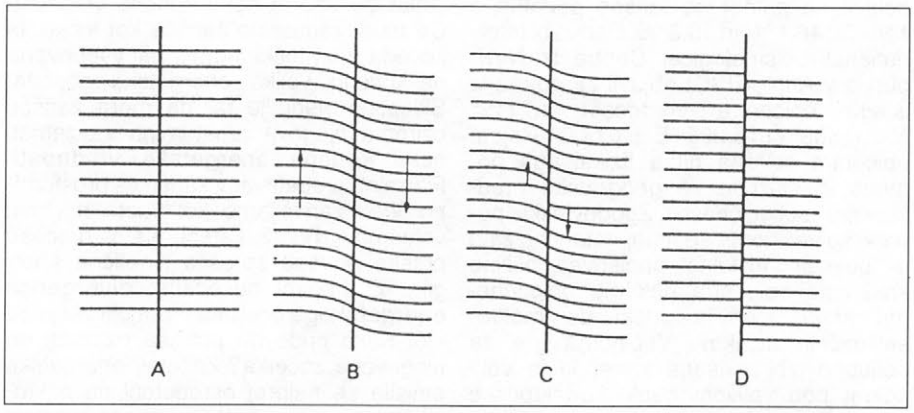
UDK 550.34.06

Obveščanje prebivalstva o potresih v medijih pri nas in po svetu je navadno dokaj enostavno, saj se prilagaja stopnji védenja o potresih, ki je največkrat sila skromna.

Dokaz za to je na primer novica, ki jo je 4. januarja 1993 objavilo Delo in govori o največji eksploziji vseh časov. Avtorica Z. B. pravi v tretjem odstavku te novice naslednje: »Eksplozijo so **čutili** v 70 kilometrov oddaljenem Hongkongu in Macau kot potres z močjo 3,4 stopnje po **Richterjevi** lestvici, od katerega so se tresle šipe v oknih«. Dalje: »Bogate kitajske pirotehnične izkušnje so jim pomagale, da so moč detonacije ublažili s 4 na 2,5 stopnje po **Richterjevi** lestvici«. Zamenjava potresne intenzitete ali učinka pojava na ljudi, objekte, predmete in naravo, ki je klasificiran z makroseizmično lestvico, na primer s skalama Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) ali Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK), z Richterjevo lestvico potresnih **magnitud** je podobna tisti, pri kateri bi primerjali bolnikovo temperaturo s količino njegovega toplotnega sevanja. Zaradi pogostih nejasnosti v seizmologiji, ki se tičejo kopice drugih definicij – še zlasti tistih, ki so povezane z magnitudami potresov in njihovimi žarišči – bo koristno, če si na kar najpreprostejši način ogledamo nekaj bistvenih parametrov oziroma odnosov med njimi ob upoštevanju realnih geoloških sredin. Sodobna seizmologija zmore skupaj s tektonofiziko mnogo več kot samo lociranje potresnih žarišč in določitev magnitud oziroma energije seizmičnih pojavov. Povedati velja še, da se časi opisne, geološko obarvane predstave potresnih pojavov iztekajo in tvorijo le majhen segment dopolnilnega značaja, ki je največkrat zazrt v daljnjo geološko preteklost nekega območja.

Pomembna predpostavka za opisovanje potresnega pojava je vsekakor **definicija potresnega žarišča**. Pod potresi razumemo impulzno učinkujoče izvore kinetične energije v trdnem delu Zemlje. To definicijo lahko opišemo tudi drugače: potrese povzroča hipna sprostitev deformacijske energije relativno lokaliziranih regij v litosferi, ki vključuje pri tem tudi globoke jezike potapljajoče se litosfere ob nekaterih mejah stikajočih se konvergentnih plošč.

Razširitev opisanega pojma postane pomembnejša, ko začnemo govoriti o prostorskem elementu potresov. Pri močnih potresih dosežejo izvori kinetične energije tudi površje tal na celinah oziroma morsko dno. Porušitvene cone v kamninah Zemljine notranjosti merijo pri močnih pojavih metre, tudi desetine metrov in so



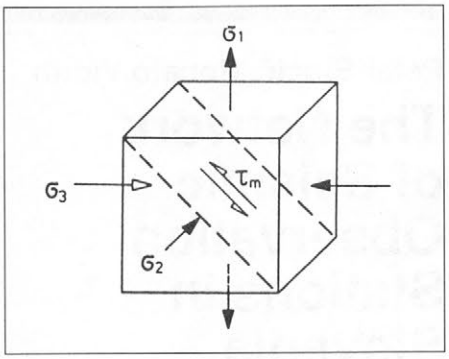
Slika 1. Poenostavljena skica mehanizma potresa v žarišču po teoriji Reidove elastične povratne zveze. A: pred potresom, B: med potresom, C: relaksacijski proces z naknadnimi potresi in D: po potresu.

* Dr., Ministrstvo za okolje in prostor, Seizmološki zavod Republike Slovenije, Kersnikova 3, Ljubljana

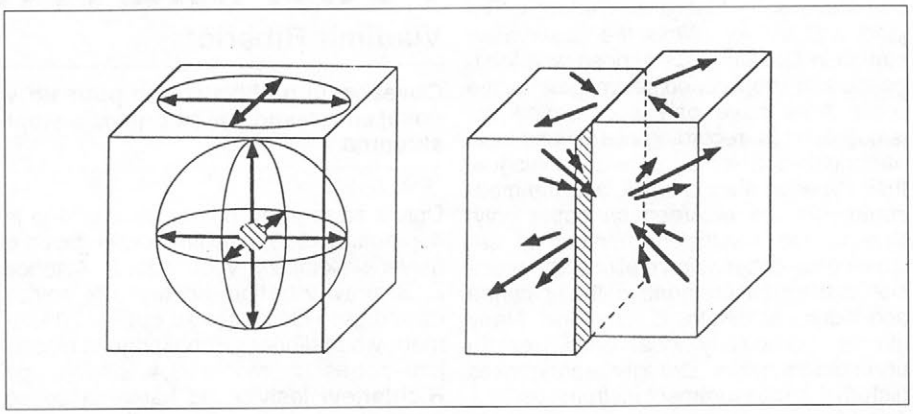
podlaga za sklepanja, da obsežnejšega opisa potresov s pomagali linearne ali do neke mere linearne fizike ni mogoče opraviti. To pomeni, da je pojave časovno nemogoče ekstrapolirati, tudi če gre za stanja sistema v izteku zelo majhnega časovnega prirastka. Z drugimi besedami: kvantitativna prognoza potresov je obsojena na tako majhno verjetnost uspešnega izida, da raje govorimo o neuspehu. Da bi kljub temu v opisovanje potresov vnesli nekaj sistematike, opisujemo potresno žarišče z nekaterimi števili, ki jih imenujemo **žariščni parametri**. Njihova definicija je takšna, da omogoča kar se da enostavno fizikalno interpretacijo oziroma izraznost ter opredelitev odnosov med merilnimi količinami, ki so vsebovane v pripadajočih elementih tektonike, reologije in fizike trde snovi. Dimenzije oziroma jakosti potresov določajo **kinematični** in **dinamični parametri**. Poleg teh so s stališča proučevanja prostorske in časovne porazdelitve potresov pomembni še podatki o **epicentrih, hipocentrih** in **izvornih časih** potresov.

Epicenter: »Potresni epicenter opisujemo z obema geografskima koordinatama. V novejšem času se je natančnost opredelitve lege epicentrov zelo povečala. Odvisna je od števila seizmoloških postaj, katerih podatki so bili uporabljeni za izračun geografske lege, od epicentrskih razdalj teh postaj, tehnične kakovosti seizmometrične opreme in seveda še od natančnosti očitavanja posameznih faz v seizmogramih. Poleg podatkov o geografski legi sporočajo seizmološki centri še standardne odklone geografskih širin in dolžin v ločnih stopinjah ali kilometrih, ali pa polmere krožnic v kilometrih, ki obdajajo lege epicentrov in v katerih je epicenter vsebovan s takšno ali drugačno verjetnostjo. Povedati je treba še, da se je v preteklih desetletjih natančnost opredelitev epicentrov zelo izboljšala in dosega do ± 1 km. To velja, če je blizu epicentra vsaj 6 do 10 seizmoloških postaj in če je litosferska podlaga znana. Pod tem razumemo globine posameznih plasti in hitrosti značilnih seizmičnih valov, npr. Pg, Sg, Pn, Sn. Pred petimi desetletji je osrednji katalog potresov, angleški International Seismological Summary (ISS), beležil na primer še takšne podatke o žarišču: 46,1° N in 15,3° E. Danes bi International Seismological Centre iz Newburyja v Angliji (ISC) objavil za potres iz istega epicentra vrednosti: 46,119° N ± 0,003° in 15,295° E ± 0,009°. Pojem epicentra seveda nima fizikalnega pomena in služi le za geografske predstavitve seizmičnosti. Zgodovinski podatki so večinoma še manj natančni, zato je povsem trivialno pripisovati bližino kakšnega epicentra nekemu določenemu kraju, kjer je prišlo do makroseizmičnih učinkov. Večinoma gre za poljubno izbiro risarja karte, ki je velikokrat pod vplivom geološko-tektonske predstave o obravnavanem območju in povezuje domnevno aktivne prelome s prizorišči izrazitejših makroseizmičnih učinkov potresa.

Hipocenter: Če koordinatama epicentra dodamo tretjo prostorsko koordinato **h**, tj. globino žarišča ali hipocenter, dobimo geometrijsko mesto točkasto zamišljenega hipocentra. Določanje žariščne globine **h** je problem zase in je povezano z oddaljenostjo seizmoloških postaj do epicentra potresa. V splošnem je natančnost določanja žariščne globine mnogo manjša od natančnosti geografske dolžine in širine in je verodostojnejša, če je na perimetru epicentra, ki sega pri plitvih žariščih (h = 5–10 km globine) 3 do 15 km, vsaj 6 do 8 seizmoloških postaj enako visoke kakovosti s precizno časovno bazo, ki je sinhronizirana na vseh postajah.



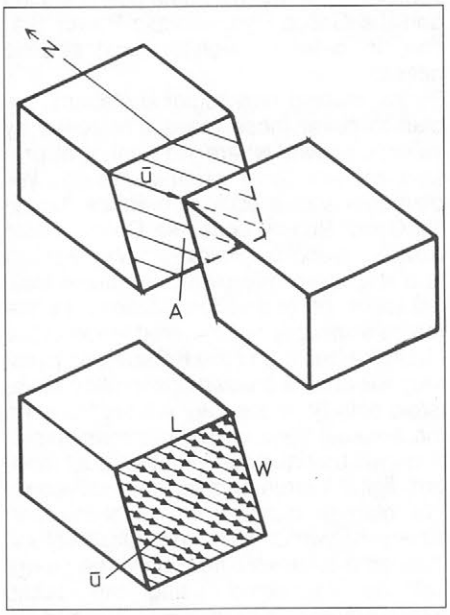
Slika 2. Orientacija napetosti pri čistem strižnem prelomu.



Slika 3. Shema izvorišča potresnega pojava: levo pri kroglastem eksplozivnem naboju, desno pri naravnem potresu.

V potresnih biltenih so pogosto podatki, da gre pri posameznih potresih za pojave v »normalnih« globinah. Označujejo jih s črko **n** ali pa jih uvrščajo v kategorijo generalizirane žariščne globine 33 km, kar pomeni, da so potresi nastali v zgornjem delu Zemljine skorje. Niso redki primeri, ko je nenatančnost določanja globine **h** tolikšna, da je standardna napaka globine večja od nominalne vrednosti globine, na primer h = 7 km ± 12 km, kar bi seveda pomenilo tudi, da je hipocenter do 5 km visoko nad površino tal. Jasno, je da gre pri tem le za igro številk.

Hipocenter je izvor seizmične energije, ki predstavlja le droben del (0,1–2 %) celotne vključene energije geodinamičnega procesa. Energetska gostota v Zemlji lahko doseže le neko končno vrednost. Če pa si zamislimo žarišče kot točko, bi seveda v tej točki morala biti vsebovana neskončno velika energetska gostota. Sklep, ki sledi, je ta, da mora žarišče oziroma njegova prostornina zavzemati neke **končne energetske vrednosti**. Fizikalno predstavitev žarišča s prostornino **V** si zamišljamo kot vsoto majhnih volumnov **dV**, iz katerih se v procesu poteka potresa sprošča kinetična energija. Z drugimi besedami: **divergenca energetskega pretoka** mora biti večja od nič. Kako pride do potresa oziroma do njegovega začetka? Začetek energetske emisije se najprej osredotoči na mikroskopsko majhen delec potresne prostornine **dV**. Če bi namreč vsi prostorninski delci **dV sočasno** emitirali kinetično energijo, bi to pomenilo **neskončno hitrost**



Slika 4. Na prelomni površini A = L×W pride ob potresu do premika kamnin ū.

signala z vsebino »sprosti energijo« med elementi **dV**. Ker proces ni sočasen, se energetska fronta širi z določeno hitrostjo, ki jo imenujemo **prelomna hitrost**.

Izvorni čas definiramo kot trenutek, ko se iz žarišča začno širiti seizmični valovi. Nenatančnost določanja izvornega časa H_o zelo vpliva na napake v izračunu geografske širine in dolžine, predvsem pa še žariščne globine **h**. Kot seizmotektonski parameter ima izvorni čas relativno majhen pomen.

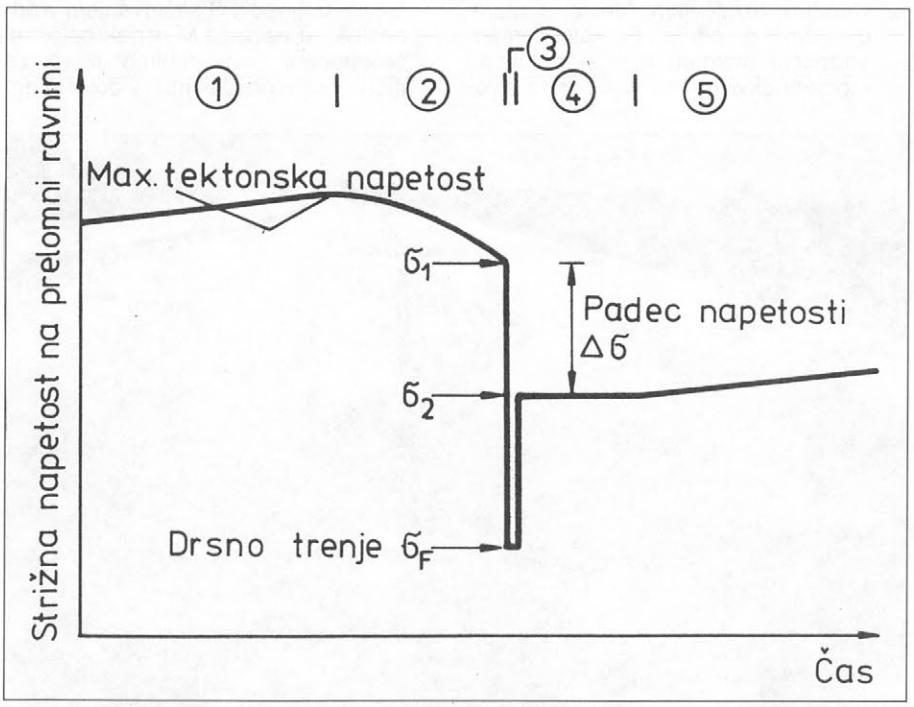
Kinematični in dinamični parametri žarišč

Za dinamične procese v žariščih so odločujoči nekateri kinematični parametri. Posledice teh procesov so seveda odvisne od rezultatov progresivne akumulacije deformacijske energije v Zemljini skorji oziroma v njenih tektonskih regijah, kar se kaže v hipni sprostitvi te energije v procesih prelamljanja, ko so prekoračene lomne trdnosti med kamninami. Najbolj razširjeno tolmačenje nastanka plitvih potresov z globinami od 0 do 70 km je zasnovano na klasični Reidovi teoriji elastične povratne zveze. Reid jo je formuliral na osnovi proučevanja potresa v San Franciscu 1906. leta, ko je ob prelomu San Andreas prišlo do desno lateralnega pomika krila preloma za dolžino 7 m. Splošna opažanja kažejo, da pride pri največjih potresih do vidnih zamikov plasti ob prelomih, ki so obstajali že prej. Seveda so tudi tukaj določene omejitve: pri potresih z manjšimi magnitudami, od 6 do 7 je verjetnost pojavljanja zamika prelomnih kril že zelo majhna, zato na območjih z zmerno seizmičnostjo površinskih prelomov, ki so posledica potresov, največkrat ne moremo najti. Pomisliti je treba še, da je sprostitev deformacij z zdrsi vzdolž prelomov možna bodisi z občasnimi trenutnimi pomiki ob obeh krilih prelomov ali pa s stalnim plazenjem plasti brez hipnih pomikov. Obstaja še tretja možnost, da gre za kombinacijo obeh efektov. Za razjasnitev te vrste pojavov so potrebne stalne, natančne geodetske meritve.



Slika 5. Površinski prelom na pobočju (Furlanija, maj 1976).

Teoretične raziskave so, podprte z nekaterimi laboratorijskimi raziskavami, ponudile več modelov za hipotetične mehanizme razvoja strižnih napetosti na površinah, ob katerih prihaja do zdrsov med plastmi. V prvi fazi opazimo **akumulacijo deformacij**, ki doseže ob zaključku tega dela procesa maksimalno tektonsko napetost. Sledi faza stabilnega drsenja, ki se konča s potresnim dogodkom. Trenje ob prelomnih površinah ima pri tem dokajšno vlogo. V prelomni coni pride do padca napetosti ($\Delta\sigma$). Sledi proces adjustiranja strižnih napetosti. Ta se odraža z bolj ali manj izrazito serijo naknadnih potresov v samem žarišču ali pa blizu njega. Sledi vnovični proces akumulacije deformacij. Začne se novi potresni ciklus. Ta pride do izraza tem prej, čim intenzivnejše so tektonske napetosti na območju, ki ga obravnavamo. Jasno je, da je časovna dinamika poteka takšnih procesov tudi mera za seizmičnost in s tem naravno ogroženost okolja.



Slika 6. Hipotetični razvoj napetosti v Zemljini skorji ob potresu. Merila verjetno niso linearna. Številke pomenijo:
1 – konec akumulacije deformacij,
2 – stabilno drsenje,
3 – potres,
4 – prilagoditev – naknadni potresi,
5 – začetek ponovne deformacijske akumulacije.

Kinematični parametri

1. **Dolžina preloma*** je maksimalna horizontalna razširjenost preloma ali njegovega aktivnega dela, ki se aktivira med potresom. Merimo jo v dolžinskih merah.
2. **Širina preloma W** je maksimalna ekstenzija preloma vzdolž navpičnega ali poševnega vpada preloma ali njegovega aktivnega dela. Merimo jo v cm, m ali km.
3. **Površina preloma A** je dolžina krat širina v cm^2 ali drugih enotah. Dejansko aktivirana površina preloma je lahko manjša, če ravnina ni pravokotnik.
   V literaturi pogosto jemljejo
   $A = Lx (L/2)$, torej za $W = 1/2 \cdot L$.
4. **Smer poteka preloma.** Od nje so odvisne sevalne karakteristike žarišča, ki se najpreprosteje odražajo tudi v oblikah makroseizmičnih polj.
5. **Potresni volumen ali prostornino V** definiramo kot prostor, ki obdaja prelomno ravnino, v katerem je sprememba deformacij med potresom presegla neko **kritično vrednost**. Izražamo ga v cm^3 ali v sorodnih enotah.

* Uvajam oznake, ki jih uporabljajo v svetovni literaturi.

Dinamični parametri

1. **Potresna energija E_t** je potencialna energija, ki se med potresom pretvori v druge oblike energije. Merijo jo v enotah za delo J (joule), velikokrat tudi še v starih enotah $g \cdot cm^2/s^2$.
2. **Seizmična energija E_s** je energija, ki je izsevana v obliki seizmičnih valov. Pišemo, da je $E_t = E_s + E_h$, kjer je E_h energetski del, ki je izgubljen za delo pomika plasti proti sili teže, s toploto in za premagovanje trenja ob prelomnih površinah. Medtem ko je E_s razmeroma lahko določiti, predstavlja E_t tudi danes domala nerešljiv problem.
3. **Seizmična učinkovitost** η je definirana kot razmerje med E_s in E_t in je praviloma mnogo manjša od 1.
4. **Trajanje prelomnega procesa** je celotno trajanje procesa prelamljanja vzdolž prelomne ravnine (v sekundah).
5. **Čas naraščanja impulza** (rise time) je čas, po izteku katerega se začenja prelomni proces v določeni točki prelomne ravnine (v sekundah).
6. **Prelomna hitrost $\bar{v}fo$** je hitrost razširjanja fronte procesa prelamljanja vzdolž prelomne ravnine v določeni smeri. Izražamo jo v cm/s ali km/s. Pišemo:

   $$\bar{v}fo = L / (t_{st} - t_o), \quad \text{v km/s}$$

   L je dolžina žarišča v km, t_{st} je čas zaustavitve prelomnega procesa in t_o čas začetka prelomnega procesa, ki je identičen izvornemu času H_o.
7. **Padec napetosti** $\Delta\sigma$ je definiran kot razlika povprečnih napetosti na žariščni ravnini pred potresom in po njem. Merimo ga v Pa (N/m^2) ali v sorodnih enotah.
8. **Efektivna napetost** je povprečna razlika med napetostjo na določeni točki žariščne ravnine tik pred procesom prelamljanja in napetostjo trenja, ki se upira gibanju vzdolž prelomne ravnine (v Pa).
9. **Magnitude potresa.** Magnitude so danes najpogosteje uporabljane mere za opisovanje relativnih dimenzij potresov in so definirane na različne načine. Njihovo opisovanje bi terjalo posebno, dokaj obsežno študijo. C. F. Richter je 1935. leta v Kaliforniji prvi razvil magnitudno lestvico, ki jo danes imenujemo lokalno magnitudno skalo M_L, in pri tem uporabil Wood-Andersonove seizmometre torzijskega tipa z lastno periodo 0,8 s. Richterjev postopek terja meritev maksimalne amplitude nihajev na seizmometru, določitev razdalje do hipocentra in primerjavo dogodka s standardnim ali referenčnim potresom. Definiral je magnitudo 0 kot takšen potres, čigar valovi ustvarijo amplitudo z vrednostjo tisočinke milimetra na seizmogramu, ko je bil registriran potres z razdalje 100 km. Magnituda narašča logaritmično z dimenzijami maksimalne amplitude, kar pomeni, da je izmerjena amplituda 1 mm na razdalji 100 km dosegla magnitudo potresa $M_L = 3$. Magnitudo M_L označujejo tudi z M_{AW}.

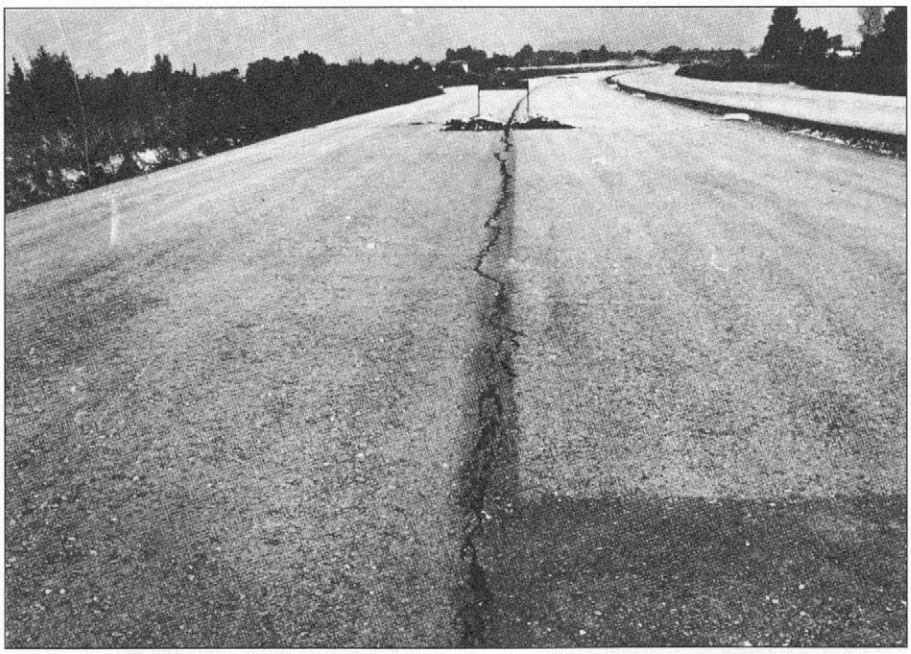
   Danes je v uporabi več magnitudnih lestvic: uveljavila se je magnituda M_S, ki jo določajo iz maksimalnih amplitud površinskih seizmičnih valov s periodami 20 sekund; magnituda m_b je izračunana iz prostorskih valov P, PP in S za periode od 0,5 do 12 s, poznamo še momentno magnitudo M_W, pa magnitude M_{LR}, ki so določene s pomočjo Rayleighovih površinskih valov, M_{LQ} iz valov vrste Love, M_d, magnitude, ki jih izračunamo iz trajanja zapisov na seizmogramih in ne nazadnje M_m, makroseizmične magnitude, katerih vrednosti izračunamo iz potresnih maksimalnih intenzitet ter žariščnih globin. Razumljivo je, da so slednje največkrat uporabljane pri vrednotenjih zgodovinskih podatkov o potresih pred obdobjem inštrumentalne seizmologije.
10. **Seizmični moment M_o** je definiran z odnosom:

    $$M_o = G \cdot \bar{u} \cdot A,$$

    kjer je G strižni modul kamnine, izražen v N/m^2, v Mbarih ali GPa. Orientacijska vrednost strižnega modula G je za apnenec 25 GPa, za granit 30 GPa, gabro 40 in za dunit 65 GPa. Druga spremenljivka $\bar{u}$ je srednji pomik med obema kriloma preloma, A pa prelomna površina. V starejši literaturi označujejo Mo z enotami $din \cdot cm = g \cdot cm^2/s^2$. Fizikalni pomen: seizmični moment Mo je mehanski moment ekvivalenta točkastega izvora v odnosu na gibanje ob prelamljanju. Prvi ga je uporabil in definiral Japonec Aki, ko je proučeval značilnosti potresa v Niigati leta 1964.

    Seizmični moment je boljša mera za jakost potresnega izvora kot magnituda. Njegov fizikalni pomen: gre za moment enega izmed obeh enakih, toda nasprotno usmerjenih parov sil v žarišču potresa. Lokalni pogoji v hipocentru in kompleksnost potresa kot takega nanj ne vplivajo toliko kot na magnitudo, je integrirana mera za jakost žarišča. Seizmični moment je skalar, ker pa je njegova vrednost odvisna tudi od orientacije žariščne ravnine, bi ga pravzaprav morali definirati kot tenzor, kar je zlasti pomembno pri zakrivljenih žariščnih ravninah v kompliciranih prelomnih strukturah. Predstavimo ga lahko tudi kot volumni integral tenzorja padca napetosti. M_o lahko določajo direktno iz dolgoperiodičnih registracij seizmogramov, saj obstaja enostaven odnos med amplitudami svobodnega nihanja, ki vzbuja točkasti izvor, in seizmičnim momentnim tenzorjem. Podoben linearen odnos obstaja tudi za površinske seizmične valove, terja pa pri inverziji dokaj sofisticirano instrumentalno opremo.

    Žariščni moment M_o je povezan tudi s stvarnim pomikom tal pri impulzu P-vala v razdalji $\underline{s}$ od žarišča. Odvisen je od gostote kamnine in hitrosti P-vala ter njegove sevalne karakteristike (Berckhemer, Jacob, 1968).
11. **Tektonska efektivnost** je označena kot produkt vrednosti $A_i \cdot \bar{u}_i$ večjega števila potresov. S seštevanjem vrednosti $A_i \cdot \bar{u}_i$ oziroma M_{oi} v neki določeni seizmogeni coni dobimo mere za njeno potresno aktivnost v določenem



Slika 7. Razpoka na avtomobilski cesti Videm–Carnia–Trbiž je nastala ob močnem furlanskem potresu 6. maja 1976.

časovnem intervalu. Ta aktivnost se spreminja, njene rezultate pa dobro podpirajo natančne geodetske meritve, ki pa so uporabne le, če sega prelom do površine terena.

12. **Koherenčna dolžina** je razdalja vzdolž smeri prelamljanja, za katero velja naslednje: za vsak par točk na žariščni ravnini vzdolž koherenčne dolžine je korelacijski koeficient elementov gibanja večji od neke kritične vrednosti. To kritično vrednost korelacijskega koeficienta specificirajo posebej. Izrazijo jo v centimetrih ali v ekvivalentnih dolžinskih merah.
13. **Koherenčni čas** je definiran s koherenčno dolžino in hitrostjo prelamljanja. Merimo ga v sekundah. Hitrost prelamljanja $\overline{v}_{fo}$ (gl. točko 6) je pri strižnih prelomih v glavnem na področju $(0{,}7–0{,}8)\cdot v_s$, kjer je v_s hitrost transverzalnih valov S, pri nateznih prelomih pa je prelomna hitrost nekoliko manjša in znaša $0{,}5–0{,}7\ v_s$. To tolmačimo s tem, da se pri nateznih prelomih del elastične energije porabi za tvorbo proste površine in ni več na razpolago za pospeševanje prelomnega procesa.

Spektri potresov, žariščni mehanizmi, faze zaustavitve prelomnih procesov, trajanje ter oblike impulzov, ki se sproščajo ob različnih tipih nastajanja potresov, so seveda poglavja zase, ki bi terjala obsežno gradivo, da bi imela zadovoljivo informativno vrednost. Ni namreč vseeno, za kakšne vrste gibanj gre v prelomnih conah. Transkurentni prelomi reagirajo precej drugače od narivov in normalnih prelomov. Tudi oblike prelomnih površin A so pomembne, prav tako količinsko izražena stanja hrapavosti nalegajočih kamnin ob njih (angl. asperities) in s tem koeficientov trenja.

Ob koncu tega poglavja bo koristno, če pogledamo še nekaj najosnovnejših elementov za **kvantifikacijo potresov** in nekaj **povezovalnih** odnosov med njimi.

Magnitudo m_b izračunajo iz prostorskih valov. Za odnos med M_S in m_b uporabljajo pogosto formulo:

$$m_b = 0{,}56 \cdot M_S + 2{,}9 \qquad \text{(Båth, 1966)}$$

Magnituda M_S je sorazmerna tudi seizmičnemu momentu M_O. Pišemo, da je

$$\log M_O \doteq M_S + 12,$$

kjer je M_O izražen v Nm.

Odnos med seizmično energijo E_s in M_s je naslednji:

$$\log E_s = 4{,}8 + (1{,}4 - 1{,}5) \cdot M_s \quad (J)$$

Seveda obstaja tudi povezovalni odnos med seizmičnimi momenti in padci napetosti v žariščih. Brune (1970) je pokazal, da je padec napetosti v žarišču sorazmeren seizmičnemu momentu in obratnosorazmeren prostornini seizmičnega izvora.

Pišemo: $\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_o/r^3$,

kjer je r polmer ekvivalenta potresnega volumna.

Tudi momentna magnituda (Hanks, Thatcher, 1972) M_W je povezana z M_O. Izračunali so, da je

$$M_W = 2/3 \cdot (\log M_O - 16{,}1),$$

pri tem pa velja pripomniti, da je M_O v enotah din. cm.

Seveda je iz rezultatov proučevanja potresnih žarišč možno razbrati še veliko. Poleg padcev napetosti so značilne še funkcije usmerjenosti valovanja, frekvenčno odvisna absorbcija potresnih valov, povezava površin ozemlja, koder so se pojavljali naknadni potresi z M_O, izvorne časovne funkcije žarišč, njihovi spektri, kotne periode in cela vrsta modelov. Te je seveda treba prilagoditi realni situaciji na terenu, kar je zelo težka naloga.

V splošnem lahko za osnovno kvantificirano informacijo o potresih podamo naslednjo tabelo:

Magnituda M_S	Moment M_O (N. m)	Prelomna površina A (km^2)	Pomik $\bar{u}$ (m)	$\Delta\sigma$ (MPa) (=10 bar)
5,5	3×10^{17}	30	0,3	
6,5	5×10^{18}	200	0,75	razpon od
7,5	2×10^{20}	3000	3	0,5–20
8,5	1×10^{23}	150000	20	

Kvantifikacija potresov

Za magnitudo M_S je veljaven odnos, ki velja za plitve potrese (Båth, 1966),

$$M_S = \log (a/T) + 1{,}66 \log s + 3{,}3,$$

kjer je a maksimalna amplituda pomika tal, izračunana iz zapisov na seizmogramih, T perioda nihaja, s epicentrska razdalja v ločnih stopinjah. Amplitudo a izrazimo v mikronih, periodo T v sekundah.

Te številke so seveda le orientacijske. Magnituda M_s je navzgor omejena zaradi lomne trdnosti Zemljine skorje in se utegne približevati vrednosti med 8,7 in 8,9.

Zaključek

Poznavanje fizikalnih in fizikalno-kemijskih procesov v potresnih žariščih utegne v marsičem prispevati k našemu znanju o nastanku potresov in njihovim specifičnostim na različnih ozemljih. Osnovni podatki o koordinatah, času in magnitudah oziroma intenzitetah posegajo kaj malo v jedro številnih problemov. Rešitev je v večjih prizadevanjih po raziskavah te vrste, predvsem zato, ker bodo njihovi rezultati postali ključni pri ocenitvah seizmične nevarnosti na posameznih območjih, predvsem v odnosu do najpomembnejših gradbenih objektov.

1. Aptikaev, F. F., 1971. K opredeleniju energii sejsmičeskih istočnikov. V: Eksperimentalnaja sejsmologija. ANSSSR, Moskva.
2. Berckhemer, H., 1990. Grundlagen der Geophyisik. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt.
3. Bott, Martin, H. P., 1982. The Interior of the Earth: its structure, constitution and evolution. Second edition. E. Arnold Publishers.
4. Cassinis, R., A. Ranzoni, 1987. Advancement in seismological science. La Rivista del Nuovo Cimento, Vol. 10, No. 11, Editrice Compositori, Bologna.
5. Howell, Benjamin F., Jr., 1990. An Introduction to Seismological Research. History and Development. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
6. Kanamori, H., D. L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073–95.
7. Kasahara, K., 1973. Earthquake fault studies in Japan, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 274, 287–96.
8. Schneider, G., 1980. Naturkatastrophen. F. Enke Verl. Stuttgart, 364 p.
9. Scholz Christopher, H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 439 p.
10. Wideman, C. J., M. W. Major, 1967. Strain steps associated with earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 57. 1429–44.
11. Vassiliou, M. S., H. Kanamori, 1982. The energy release in earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 371–88.

Vladimir Ribarič

Earthquake Foci

Some basic kinematic and dynamic parameters

A brief overview of the basic data usually published in the news media leads us to the conclusion that most reports neglect the physical insights gained into the origin of earthquakes, the parameters concerned with their foci, and their quantification.

Focal regions can be described using many kinematic and dynamic parameters which exhibit their specific characteristics. Many of these can be derived from the measurements provided by a dense local network of seismological instruments.

A further, brief insight into the existing scaling laws concerning the quantification of earthquakes in relation to their foci is presented. The importance of earthquake foci studies is particularly evident when problems arise over assessing the seismic risk to important buildings.