

MAANJÄRISTYKSIEN LEVINNEISYYS, SYYT JA VOIMAKKUUDEN MÄÄRÄÄMINEN

Heikki Korhonen, Urmas Luosto
ja Pekka Teikari

Rakenteiden Mekaniikka Vol. 11
No. 2 1978 s. 1...12

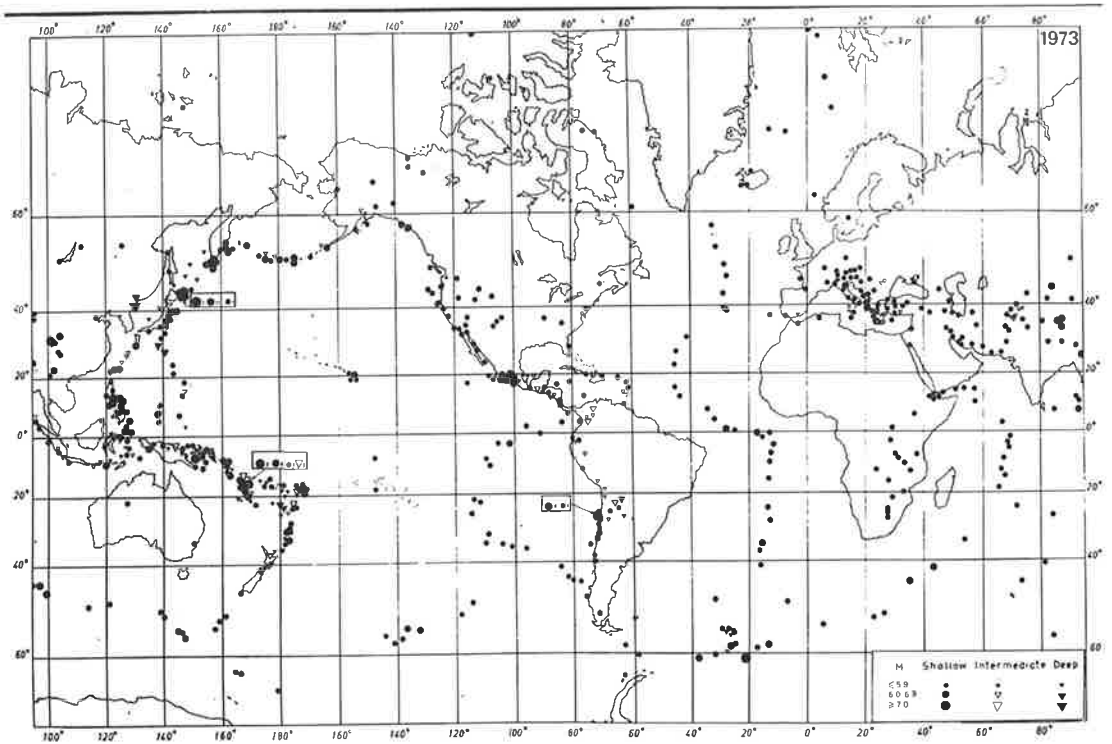
YHTEENVETO: Tässä artikkelissa tarkastellaan maanjäristysten syitä, levinneysyyttä ja tapahtumamekanismia laattatektoniikan valossa. Suuruusluokittelussa käytetty magnitudikäsitys sekä maanjäristysten vaikutusta kuvaava intensiteetti esitellään. Lisäksi tarkastellaan edellämainittujen suureiden määräämistä sekä niiden ja fysikaalisten liikesuureiden välisiä riippuvuuksia.

LEVINNEISYYS

Yleiskuvan maanjäristyksien jakaantumisesta maapallolla antaa jo yhden vuoden aineistoon perustuva episentrikartta. Episentri on maanjäristyssiiroksen alkamiskohdan yläpuolella maan pinnalla oleva kohta. Kuvassa 1 nähdään UNESCO:n [1] teettämä vuonna 1973 tapahtuneitten huomattavampien maanjäristysten episentrit. Järistyksien paikallistus ja muiden tärkeimpien lähdparametrien määrääminen tapahtuu alalla vallitsevan kansainvälisen yhteistyön puitteissa. Myös Helsingin yliopiston seismologian laitos on ollut aktiivisesti mukana tässä työssä toimittamalla päivittäin asemaverkostonsa havaintotiedot ko. toimintaa harjoittaville kansainvälisille keskuksille.

Kuten kuvan 1 kartassa näkyy, maanjäristykset jaetaan perinteellisesti syvyyden mukaan kolmeen ryhmään: matalat maanjäristykset (syvyys pienempi kuin 70 km), keskisyvät maanjäristykset (70-300 km) ja syvät maanjäristykset (300- n.750 km:n syvyyteen saakka). Tätä syvemmällä ei maanjäristyksiä esiinny. Valtameriä halkovat kapeat matalien maanjäristyksien vyöhykkeet. Valtamerten ja mannerten reunoille sijoittuvilla maanjäristysvyöhykkeillä sen sijaan tavataan sekä matalia että keskisyviä ja syviä maanjäristyksiä ryhmittyneinä siten, että matalat ovat vyöhykkeen valtameren puoleisessa osassa ja syvät mantereeseen puolella.

Myös manneralueilla esiintyy maanjäristyksiä. Huomattavin mantereellisista järjestysvyöhykkeistä kulkee Burmasta Etelä-Aasian poikki Välimerelle aina Kanarian saarille saakka. Vyöhykkeessä esiintyy etupäässä matalia ja keskisyviä järjestyksiä.



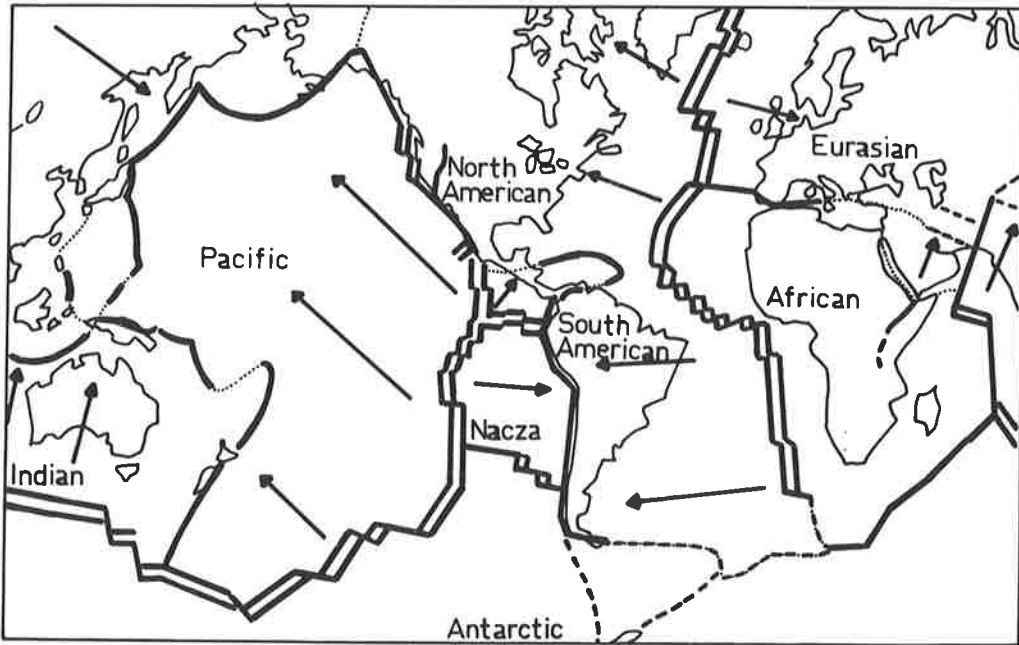
Kuva 1 Vuoden 1973 maanjäristysten episentrit. Karttaan on merkitty järitykset, joiden magnitudi $M > 6$, täydennettynä seismisten vyöhykkeiden sijainnin kannalta merkityksellisillä pienemmillä järityksillä, UNESCO [1].

LAATTATEKTONIIKKA

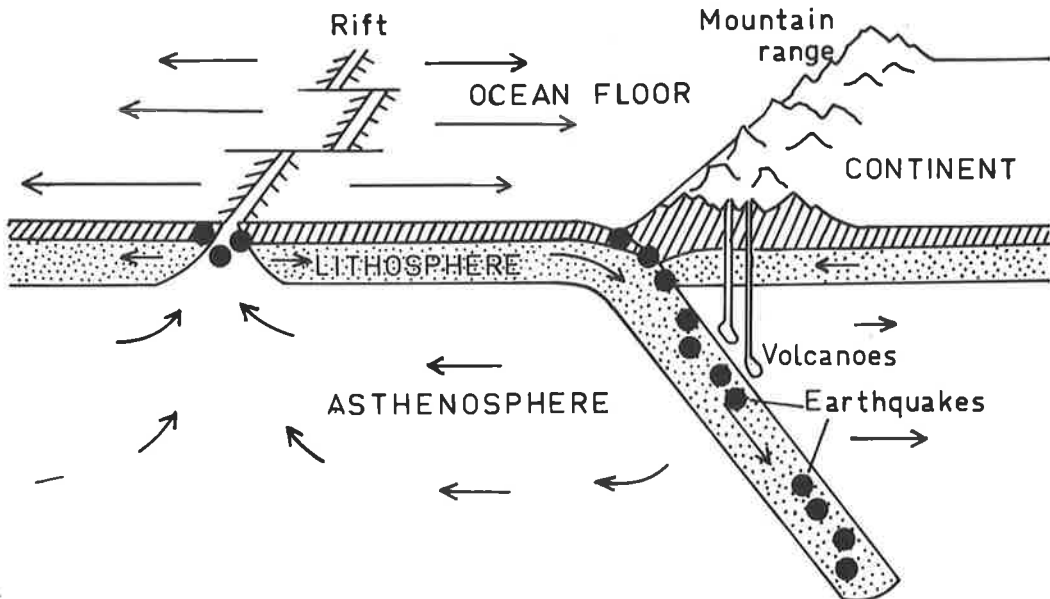
Maanjäristykset ilmentävät alueensa tektonisia liikkeitä. Viimeisten 10 vuoden ajan on selitystä maanjäristysten levinneisyydelle haettu aikaisempia käsityksiämme mullistavasta laattatektoniikkateoriasta. Sen mukaan maapallon uloin kiinteä osa, litosfääri, koostuu noin 80 km:n vahvaisista laatoista.

Kuvassa 2 nähdään 7 päälaattaa: Euraasian, Afrikan, Pohjois-Amerikan, Etelä-Amerikan, Tyynen valtameren, Etelänapamantereen sekä Intian laatat. Pienimmistä laatoista mainittakoon Naczan, Karibian, Arabian ja Filippiinien laatat. Päinvastoin kuin aikaisemmassa mannerliikuntateoriassa, laattojen rajat eivät välttämättä yhdy mantereiden reunoihin, vaan sama laatta voi sisältää sekä mantereellisia osia että valtameren pohjaa. Litosfäärin kiinteät laatat pääsevät liukumaan plastisen astenosfäärin päällä (kuva 3) [2]. Ne liikkuvat jatkuvasti toisiinsa nähden (nopeudet vaihtelevat 10-130 mm/v). Laattojen reunat yhtyvät edellä kuvattuihin maanjäristysvyöhykkeisiin.

Teorian mukaan valtameren pohja leviää keskiselänteiltä käsin, joten siellä



Kuva 2 Päälaatat ja niiden liikesuunnat olettaen että Afrikan laatta pysyy paikallaan.



Kuva 3 Kaavioesitys laattatektoniikasta, Isacks, Oliver ja Sykes [2].

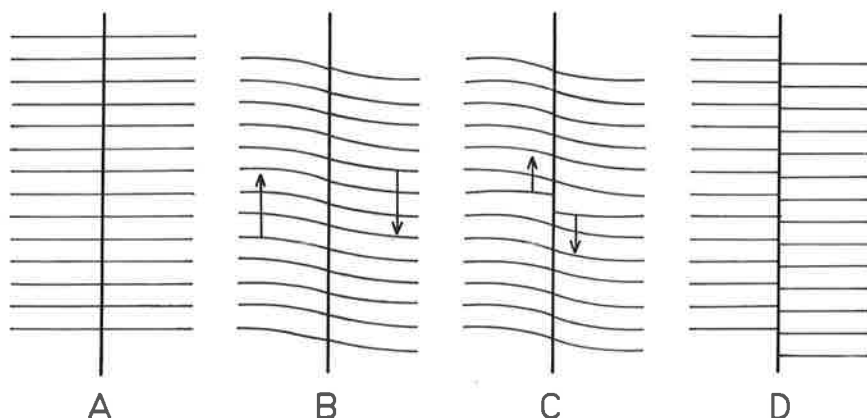
jatkuvasti syntyy uutta laattaa. Selänteet esiintyvät seismisyyskartassa kaapeina valtameriä halkovina vyöhykkeinä. Litosfääri on täällä hyvin ohut ja heikko, joten ko. vyöhykkeellä, kuten esim. Islannissa ja Azoreilla, esiintyy

yleensä vain pieniä ja keskisuuria maanjäristyksiä, Liikkuessaan laatat törmäävät toisiinsa, kun merellinen laatta kohtaa mantereellisen laatan, se painuu tämän alle. Syntyy syvä valtameren hauta ja vulkaanisen toiminnan seurauksena saarikaari, esim. Filippiinien saarikaari syvänmeren hautoineen. Peru-Chile haudan kohdalla taas Tyynen valtameren laatta työntyy Etelä-Amerikan laatan alle aiheuttaen Andien muodostumisen. Näissä tilanteissa maanjäristyksiä esiintyy sekä valtameren haudan alueella että alas työntyvässä laattassa ns. Benioff-vyöhykkeessä. Mantereellisten laattojen törmätessä toisiinsa syntyy vallitsevan puristuksen vaikutuksesta suuria poimuvuoristoja, esim. Himalaja ja Alpit.

Alueilla, joissa kaksi laattaa hankaa toisiaan, esiintyy horisontaalisia siirroksia. Näihin liittyy usein suuriakin verrattain matalia maanjäristyksiä, esim. San Andreas-siirroksessa Kaliforniassa ja Anatolian siirroksessa Turkissa. Mantereellisten laattojen sisärakenne on hyvin monimutkainen, emmekä tunne yksityiskohtaisesti esim. Alppien ja Itä-Afrikan vajoamasysteemin liittymistä laattatektoniikkaan.

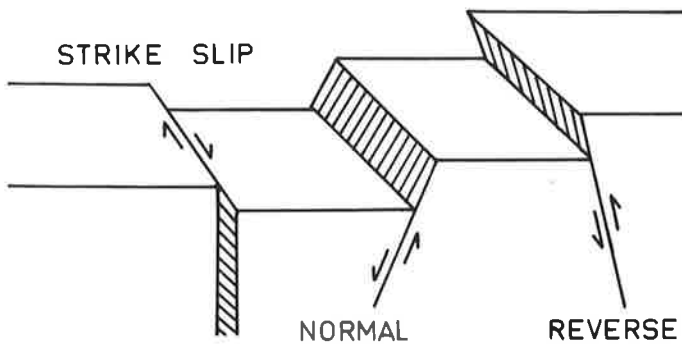
JÄRISTYSMEKANISMI

Maanjäristystapahtuman saa aikaan kimmoisen muodonmuutosenergian äkillinen vapautuminen tietyllä alueella. Kuvassa 4 esitetään kaavamaisesti kimmoenergian kerääntyminen siirrosalueella kahden laatan liikkuessa toisiinsa nähden. Havaitaan, kuinka alunperin suorat linjat (A) ovat liikkeen johdosta vääntyneet siirroksen ollessa lukkiintuneena (B). Kuvasta C nähdään, kuinka siirroksen kestävyys on juuri ylitetty ja laukeaminen alkaa. Sitä kohtaa siirroksessa, josta repeäminen alkaa, kutsutaan fokukseksi eli hyposentriksi ja sen yläpuolella maan pinnalla olevaa kohtaa episentriksi. Kuva D esittää tilannetta heti tapahtuman jälkeen. Vääntyneet linjat ovat kimmahaneet jälleen



Kuva 4 Kaaviokuva Reidin kimmoisen palautumisen teoriasta. A: tilanne ennen muodonmuutosta; B: kimmoisen muodonmuutoksen alainen tilanne; C: murtumishetki; D: tilanne kimmoisen muodonmuutoksen jälkeen.

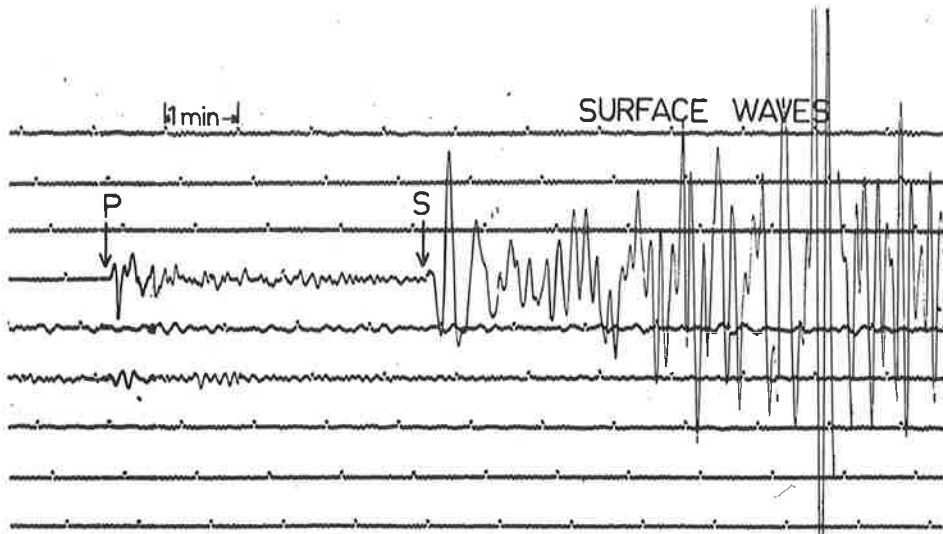
suoriksi, mutta siirtyneet toisiinsa nähden siirroksen eri puolilla. Suurimpien järistysten siirrokset saattavat olla useita satoja kilometrejä pitkiä. Esim. Alaskan v. 1964 suuren järistysten ($M = 8,5$) siirrostason dimensioiksi on saatu $600 \text{ km} \times 200 \text{ km}$. Siirtymä voi suurimmissa järistyksissä olla jopa yli 10 metriä, Alaskan järistyksessä 7-13 m. Vastaavasti pienempien maanjäristysten ($M = 3$) siirrostasojen dimensiot ovat muutamia satoja metrejä ja siirtymät senttimetriluokkaa tai alle. Pienempien järistysten yhteydessä ei useimmiten lainkaan tavata maanpintaan asti ulottuvia siirtymiä. Siirrostason ja siirtymän suunnat määrää jännityksen jakaantuminen siirrosalueella. Kuvassa 5 on esitetty siirrosten päätyypit: "Strike-slip"-siirros, normaali-siirros ja käänteinen siirros.



Kuva 5 Siirrosten päätyypit.

SEISMISET AALLOT

Suuri osa järistyskeskuksesta vapautuneesta energiasta leviää kaikkiin suuntiin seismisinä aaltoina. Kiinteässä aineessa esiintyy pitkittäistä aaltoliikettä eli P-aaltoja, joitten yhteydessä partikkelit liikkuvat aallon etenemissuunnassa, sekä poikittaista aaltoliikettä eli S-aaltoja, joiden yhteydessä partikkelit liikkuvat tasoissa, jotka ovat kohtisuorassa aallon etenemissuuntaa vastaan. Seismisten aaltojen etenemisnopeudet riippuvat väliaineen fysikaalisista ominaisuuksista eli kimmomoduleista ja tiheydestä. P-aallon nopeus on noin 1,73 kertainen verrattuna S-aallon nopeuteen, joten P-aalto saapuu havaintopaikalle aikaisemmin. Aikaero kasvaa luonnollisesti etäisyyden funktiona ja antaa siten periaatteessa yksinkertaisen menetelmän episentriäisyyden määrittämiseksi. Koska yleisesti ottaen seismisten aaltojen nopeudet kasvavat syvyyden funktiona, kanavoituu suurin osa matalien järistysten aaltoenergiasta maapallon ylimpiin kerroksiin, jolloin interferenssin seurauksena syntyvät pinta-aaltoina tunnetut aaltomuodot. Näiden aaltojen nopeudet riippuvat niiden taajuudesta, mutta ovat aina pienempiä kuin S-aaltojen nopeudet samassa aineessa. Lähellä järistyskeskusta voidaan usein tuntea kunkin aaltoryhmän saapuminen, P-aalto ensin heikompana ja hetken kuluttua S- ja pinta-aaltojen aiheuttamat voimakkaammat tärähtelyt. Kuvassa 6 on Helsingin



Kuva 6 Kevon seismografiaseman rekisteröinti maanjäristyksestä Friulin seudulla (1976-09-15; 46,3°N, 13,1°E, M = 5,9). Seismogrammin maksimisuurennus on 1500.

yliopiston seismologian laitoksen Kevon seismografiaseman rekisteröinti eräästä Friulin vuoden 1976 tuhoisan maanjäristyksen jälkijäristyksestä. Seismogrammista ovat selvästi nähtävissä edellämainitut aaltoryhmät.

MAGNITUDI

Päästäkseen ryhmittelemään maanjäristyksiä niiden koon, siis niissä vapautuneen energian perusteella kehitti Richter 1973-luvulla magnitudikäsitteen. Yleisesti magnitudi määritellään nykyisin seuraavasti:

$$M = \log \frac{A}{T} + Q(\Delta, h) + S$$

missä

A = maanliikkeen amplitudi (μm)

T = sitä vastaava periodi (s)

Δ = episentrietäisyys ($^{\circ}$)

h = järistyksen syvyys (km)

S = korjaustermi

Funktio Q on ns. kalibrointifunktio. Se on määrätty kokeellisten ja teoreettisten tutkimusten perusteella ja se korjaa magnitudiyhtälössä maanjäristyksen etäisyyden ja syvyyden vaikutuksen rekisteröityyn maanliikkeeseen. Magnitudin määritelmästä seuraa, että asteikko on avoin. Pienen maanjäristyksen magnitudi voi siis olla myös negatiivinen, esim. -1 tai -2, kun taas suurimpien maanjäristysten magnitudit ovat noin 9.

Seismogrammien eri aaltoryhmistä suoritettut magnitudimääritykset antavat

jossain määrin toisistaan poikkeavia arvoja. Tämän vuoksi puhutaan esim. pinta-aaltomagnitudista M ja P -aaltomagnitudista m ja alkuperäisestä Richterin paikallisten maanjäristysten magnitudista M_L .

Kaavassa tarvittavan maanliikkeen amplitudin määrittäminen sekä kalibrointifunktion ja korjausermien epätarkkuudet aiheuttavat magnitudimäärittäykseen hajontaa, joten eri lähteitten ilmoittamat, myös samaa magnitudityyppiä tarkoittavat arvot voivat poiketa jopa 1 magnitudiyksikön verran toisistaan.

INTENSITEETTI

Intensiteetti on toinen käsite, jolla maanjäristyksen voimakkuutta luonnehditaan. Se kuvaa esineisiin, rakennuksiin tai luontoon kohdistuvaa maanjäristyksen vaikutusta jollakin määrättyllä paikalla. Intensiteettiasteen määrittäminen perustuu ihmisen havaintoihin maanjäristyksestä, joten se ei ole riippuvainen mittaustekniikasta. Yleisimmin käytetyt intensiteettiasteikot ovat 12-jakoiset Mercalli-Sieberg (MS), 1917, Modified Mercalli (MM), 1931 ja Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK), 1964 asteikot. Japanissa käytetään 7-jakoista (JMA) asteikkoa ja paikoitellen on käytössä vielä 10-jakoinen Rossi-Forel-asteikko [3]. Taulukossa esitetään lyhennettynä MSK asteikon jakoperusteet pääpiirteittäin.

Taulukko Esimerkkejä MSK-intensiteettiasteikon luokitteluperusteista.

I	- todettavissa vain kojeitten avulla
II	- yksittäiset levossa olevat henkilöt havaitsevat
III	- muutamat henkilöt havaitsevat sisällä
IV	- useat henkilöt havaitsevat, astiat ja ikkunat helisevät
V	- kaikki sisällä ja monet ulkosalla olevat henkilöt havaitsevat, lievät vauriot heikoissa rakenteissa mahdollisia
VI	- monet sisällä olevat henkilöt pelästävät ja ryntäävät ulos, monissa heikkorakenteisissa taloissa havaitaan lieviä vaurioita, muutoksia pohjaveden korkeudessa
VII	- useimmat henkilöt pelästävät, monilla tasapainovaikeuksia, muutamat heikot rakennukset vahingoittuvat pahoin, myös monet hyvin rakennetut rakennukset kärsivät lieviä vaurioita
VIII	- syntyy paniikkia, muutamat heikot rakennukset sortuvat, useimmat vahvoista rakennuksista kärsivät kohtalaisia vaurioita, maaperään syntyy muutaman cm levyisiä halkeamia
IX	- yleinen paniikki, useimmat keskihyvät rakenteet kärsivät vakavia vaurioita ja jotkut sortuvat
X	- rakenteet tuhoutuvat yleisesti
XI	- huomattavia muutoksia maaperässä kuten leveitä halkeamia, siirroksia ja maanvyörymiä vuoristoseuduilla
XII	- voimakkaita muutoksia pinnanmuodostuksessa, täydellinen tuho.

Intensiteetin alueellisen jakautuman määrittämiseksi suoritetaan tavallisesti ns. makroseisminen tutkimus, jossa maanjäristyksen vaikutusalueelta kootaan kyselylomakkeitten, haastattelujen ja itse paikalla suoritettujen tutkimusten avulla mahdollisimman paljon havaintoaineistoa kyseisen maanjäristyksen vaikutuksista. Aineistoa käsiteltäessä on huomattava, että intensiteettiluokitukseen aiheuttavat hajontaa paitsi ihmisten erilainen havaintoherkkyys myös asutuksen epätasainen jakautuminen sekä paikalliset geologiset vaihtelut. Karttapohjalle viedyt eri intensiteettiluokkiin kuuluvat havainnot erotetaan toisistaan hajonta huomioon ottaen kartalle piirrettyjen tasa-arvokäyrien avulla. Näin syntyneet isoseistit jakavat vaikutusalueen sisäkkäisiin intensiteettivyöhykkeisiin. Suurin havaittu intensiteettiaste (I_0) edustaa episentrialueetta. Kuvassa 7 on esitetty Rovaniemen maanjäristyksen (1973) intensiteettijakautuma [4]. Intensiteetin keskimääräistä vaimentumista kuvaa yhtälö:

$$I_0 - I_i = \gamma \log \left(\frac{\sqrt{h^2 + r_i^2}}{h} \right)$$

missä

h = fokuksen eli hyposentrin syvyys (km)

r_i = isoseistiympyrän säde (km)

γ = vaimennuskerroin.

Se sisältää sekä geometrisen leviämisen että absorbtion aiheuttaman vaimenemisen. γ vaihtelee eri alueilla eri suuntiin riippuen geologisesta rakenteesta välillä 3-6 [5]. Kalifornian maanjäristystutkimuksista ovat Gutenberg ja Richter [6] johtaneet empiiriset yhtälöt intensiteetin ja energian sekä magnitudin ja intensiteetin välille

$$\log E = 9,5 + 3,2 \log h + 1,1 I_0 \text{ ja}$$

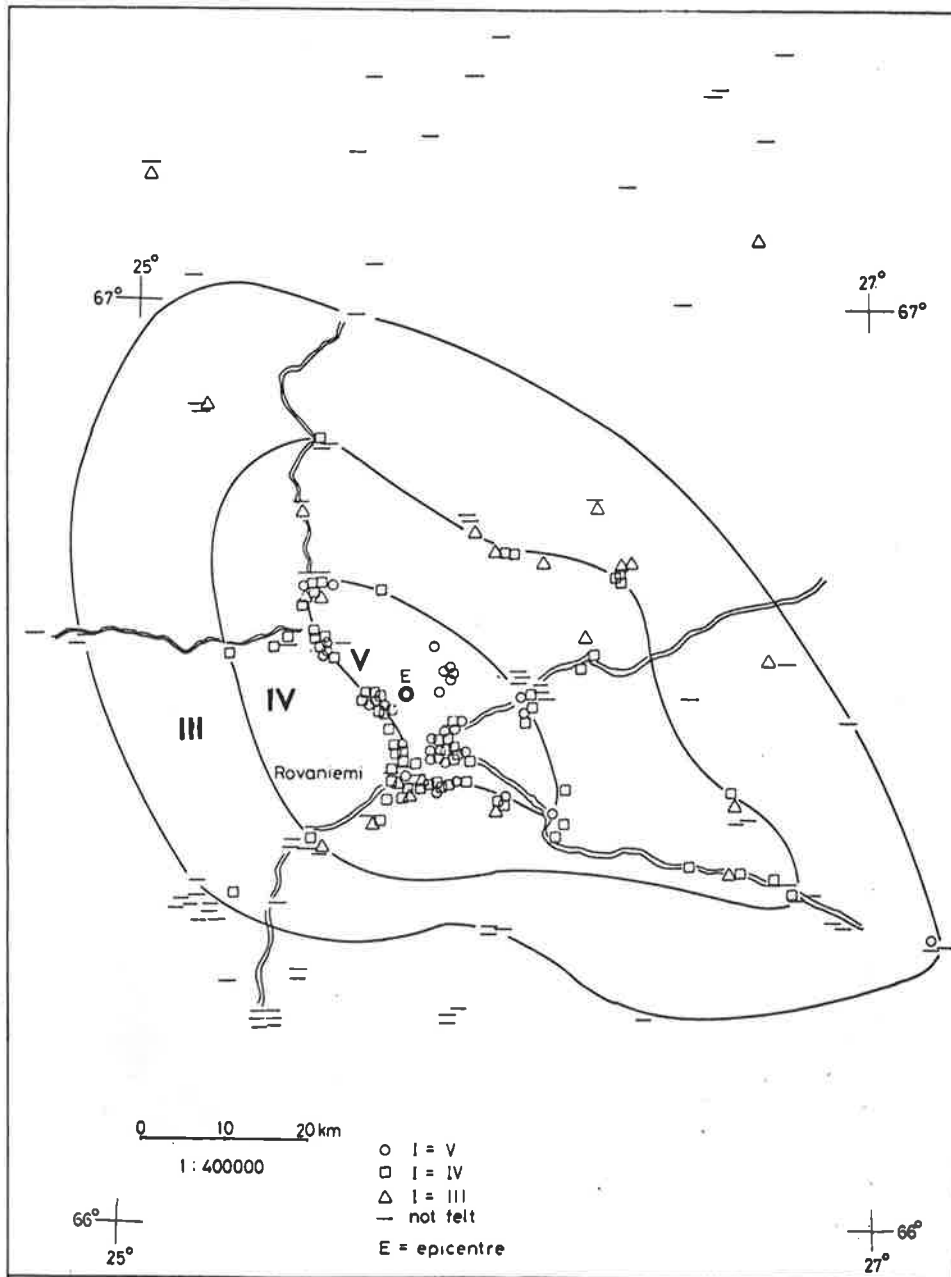
$$M = 1,3 + 0,6 I_0$$

Euroopan maanjäristyksille on Karnik [5] esittänyt yhtälön

$$M = 0,5 I_0 + \log h + 0,35$$

Maanjäristyksen vaikutuksen arvioimiseksi on pyritty selvittämään intensiteetin ja maan liikkeen välistä yhteyttä. Tämä kysymys on askarruttanut seismologeja jo vuosisadan vaihteesta lähtien. Tällöin Cancani esitti Japanissa tehtyihin maanjäristyshavaintoihin perustuen ratkaisun, jonka mukaan intensiteetin kasvaessa yhdellä asteella maksimikiiktyvyys kasvaa keskimäärin kaksinkertaiseksi.

Koska maan liikkeen kiihtyvyyksiä oli maanjäristysalueella vaikea mitata herkillä seismografeilla, jotka useinkin joutuivat epäkuntoon suuren maanjäristyksen tapahtuessa lähialueella, perustettiin 1930-luvulla Kaliforniaan erityinen voimakkaita maanliikkeitä rekisteröivä "strong motion" kiihtyvyyksmittareiden verkosto [7]. Tämän verkoston havaintoihin perustuen esittivät Gutenberg ja Richter 1956 [6] maksimikiiktyvyyden ja intensiteetin välille



Kuva 7 Rovaniemen maanjäristyksen (1973-12-10; $M = 3,8$) isoseistit ja intensiteettiluokitus, Kataja ja Korhonen [4].

empiirisen yhtälön:

$$I_{MM} = 3 \log a + 1,5 \quad (1)$$

Tästä yhtälöstä lasketut kiihtyvyyssarvot ovat likimain 4-kertaisia verrattuna Cancanin esittämiin arvoihin.

Sittemmin on "strong motion" asemaverkostoja perustettu muillekin maanjärstysaktiivisille alueille, mm. Etelä-Eurooppaan ja Lähi-Itään. Näiden asemaverkostojen rekisteröintejä vuosilta 1967-1974 on tutkinut Ambraseys [8], joka esittää seuraavat yhtälöt horisontaalisen ja vertikaalisen maksimikihtyvyyden arvoille:

$$\log a_h = -0,16 + 0,36 I_{MM} \quad (2)$$

$$\log a_v = -0,55 + 0,38 I_{MM} \quad (3)$$

Tuloksia tarkasteltaessa on otettava huomioon mittausten suuri hajonta (60-70 % keskiarvosta).

Nämä Euroopasta ja Lähi-Idästä saadut kiihtyvyydsarvot ovat noin 3-kertaisia verrattuna yhtälön (1) antamiin arvoihin. Jo näiden esimerkkien valossa on ilmeistä, että intensiteettiasteen ja maan liikkeen kiihtyvyyden tai nopeuden välisen yhteyden selvittäminen on varsin vaativa tehtävä, ja eri tutkijoiden eri alueilta saamat tulokset saattavat poiketa huomattavastikin toisistaan. Tämä johtuu ainakin osaksi siitä, että maanjärstysten vaikutuksen on todettu riippuvan myös tapahtumamekanismista ja kestosta. Viimemainittu voi vaihdella 0,5-30 s maanjärstysten koon mukaan ($M = 2...8,5$) [6].

Kun kootaan yhteen jonkin alueen kaikkien maanjärstysten intensiteetti-arvot, voidaan todennäköisyyslaskentaa käyttäen ennustaa alueella määrättyä ajanjaksona odotettavissa olevat suurimmat intensiteetti- tai kiihtyvyydsarvot. Esimerkkinä nähdään kuvassa 8 Yhdysvaltain riskikartta [9]. Numerot vastaavat



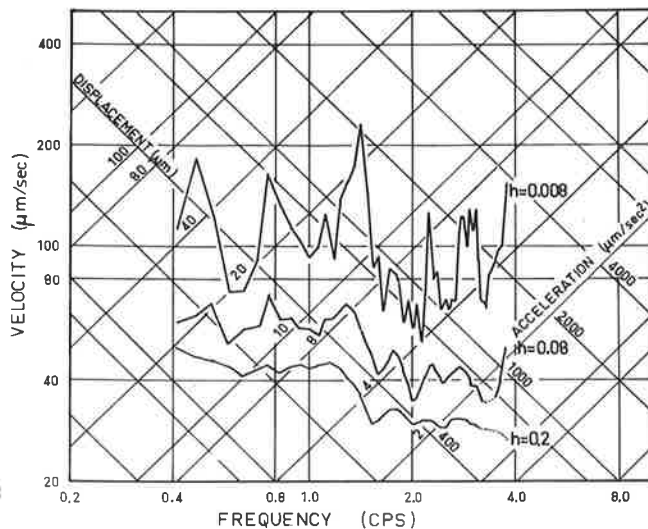
Kuva 8 Maanjärstysriski Yhdysvalloissa, Algermissen ja Perkins [9]. Tasaarvokäyrät esittävät horisontaalista kiihtyvyyttä peruskalliossa prosentteina painovoiman kiihtyvyydestä. Yksityiskohtaisempi selvitys tekstissä.

horisontaalista kiihtyvyyttä sadasosina painovoiman kiihtyvyydestä g. Annettuja kiihtyvyyksiä ei 90 %:n todennäköisyydellä ylitetä 50 vuoden aikana. Kaliforniassa, San Andreas- ja Garlock-siirrostojen läheisyydessä, arvot ovat kuitenkin kartan arvoja suurempia, eli vain 60 %:n todennäköisyydellä pysyvät kiihtyvyydet 0,8 g:n alapuolella 50 vuoden ajan.

Paikallisia tarpeita varten valmistetaan lisäksi riskikarttoja, jotka seismisyystietojen lisäksi sisältävät tietoja alueen geologisesta rakenteesta siirroksineen ja ruhjevyyhytykseen.

VASTESPEKTRI

Yksittäisiä kiihtyvyyden-, nopeus- tai poikkeamamäärittäjiä tarkemman kuvan järjestyksen aiheuttaman maan liikkeen vaikutuksista antaa vastespektri, joka esittää eri taajuuksien värähtelijöitten saavuttamia suurimpia poikkeaman, nopeuden tai kiihtyvyyden arvoja ko. maanjäristyksen aikana. Esimerkkinä on kuvassa 9 esitetty Nurmijärven seismografiaseman seismogrammista laskettuja vastespektrejä eräästä Novaja Zemljalla suoritetusta ydinkokeesta ($m = 6,7$)



Kuva 9 Vastespektri. Spektri on laskettu Nurmijärvellä (1975-10-18) rekisteröidystä Novaja Zemljan ydinräjäytyksen NS-seismogrammista, Luosto ja Teikari [10].

[10]. Kuvasta havaitaan, että esimerkiksi 8 % vaimennettu värähtelijä, jonka ominaistaajuus on 2 Hz, olisi joutunut liikkeeseen, jonka suurin nopeus olisi ollut noin 35 $\mu\text{m/s}$, kun taas noin 1,3 Hz:n värähtelijän suurin nopeus olisi ollut kaksinkertainen, eli noin 70 $\mu\text{m/s}$. Vastaavat nopeusarvot kuuluisasta El Centron maanjäristyksen (1940) spektristä [11] olivat noin 533 mm/s ja 483 mm/s, siis noin 10 000-kertaisia. Kuvasta saa myös selvän käsityksen vaimennuksen vaikutuksesta värähtelijän saavuttamiin maksimaalisiin arvoihin.

Maanjäristysalueilla on vastespektrien laskemiseen käytettävissä usein paikantäällä rekisteröityjä kiihtyvyyssgrammeja. Näiden puuttuessa käytetään eräitten tunnettujen maanjäristysten, esim. juuri El Centron, kiihtyvyyssgrammeista laskettuja vastespektrejä malleina.

LÄHDEKIRJALLISUUS

- [1] Annual summary of information on natural disasters 8 (1973). The Unesco Press, Paris.
- [2] Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L.R., Seismology and the new global tectonics. Journal of geophysical research 73 (18) 1968, s. 5855...5899.
- [3] Schneider, G., Erdbeben, Entstehung-Ausbreitung-Wirkung. Ferdinand Enke, Stuttgart, 1975.
- [4] Kataja, A. and Korhonen, H., The Rovaniemi earthquake of December 1973. Department of Geophysics, University of Oulu, Contribution No. 74, 1976.
- [5] Kárník, V., Seismicity of the European area I. D. Reidel, Dordrecht, 1969.
- [6] Gutenberg, B. and Richter, C.F., Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bulletin of the seismological society of America 46(2) 1936, s. 104...145.
- [7] Neumann, F., Earthquake intensity and related ground motion. University of Washington Press, Seattle, Wash., 1954.
- [8] Ambraseys, N.N., The correlation of intensity with ground motions. XIVth general assembly of the European seismological commission, Trieste, 16-22 September 1974, Berlin 1975, s. 335...341.
- [9] Algermissen, S.T. and Perkins, D.M., Earthquake-hazard map of United States. Earthquake information bulletin 9 (1977) 1, s. 20...21.
- [10] Luosto, U. and Teikari, P., Calculation of response spectra from short-period WWSSN records using the Fourier transform. Geophysica 15,1, 1977.
- [11] Whitman, R.V., Basic concepts and important problems. Teoksessa: Seismic design for nuclear power plants, ed. by R.J. Hansen. The M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 1970, s. 1...68.

Heikki Korhonen, fil.tri., Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, Helsinki
Urmes Luosto, fil.lis., Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, Helsinki
Pekka Teikari, fil.lis., Seismologian laitos, Helsingin yliopisto, Helsinki