

## METODOLOGIE DE ELABORARE A HĂRȚILOR DE HAZARD SEISMIC LOCAL PENTRU LOCALITĂȚI URBANE (H.S.L.L.U.).

### 1. INTRODUCERE:

**1.1 Situația pe plan internațional.** Sub egida ONU au fost realizate studii ample, la scară globală, regională și locală, privind efectelor dezastrelor naturale asupra populației și mediului înconjurător.

ONU constientizând faptul că dezastrele naturale reprezintă o amenințare majoră la viața umană și a dezvoltării sociale în timp și spațiu, au desemnat perioada 1990-2000 ca *Deceniu Internațional pentru Reducerea Dezastrelor Naturale (UN/IDNDR, UN Res. 42/169/1987)*, cu scopul de a sensibiliza organismele și forurile internaționale și naționale să susțină acțiunile de prevenire și reducere a riscurilor dezastrelor naturale, prin aplicarea celor mai noi cuceriri ale științei și tehnologiei.

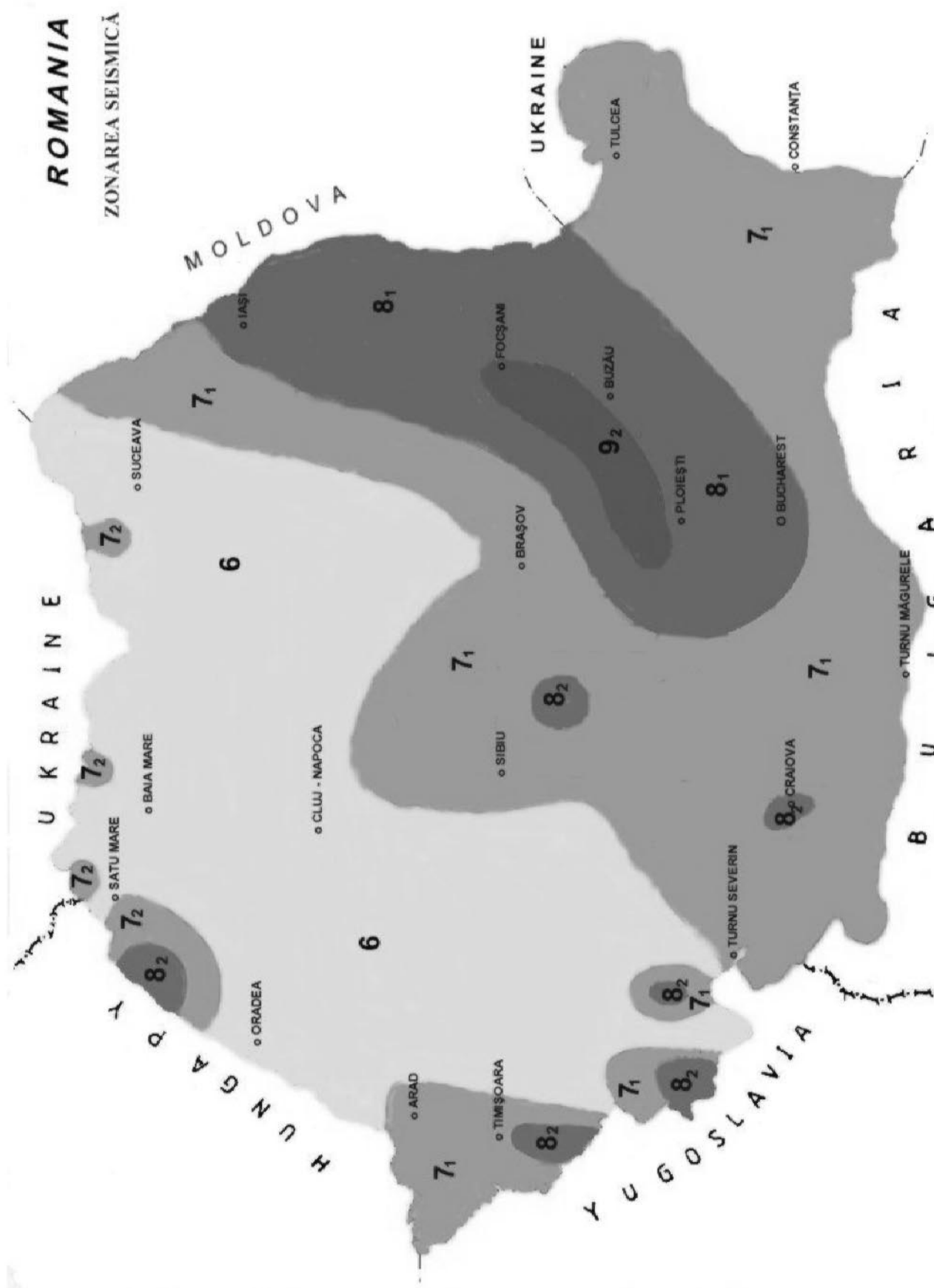
În acest sens, ca primă măsură necesară pentru implementarea strategiilor de reducere a riscurilor, *Comitetul Tehnic și Științific al UN/IDNDR* a lansat proiecte destinate reducerii hazardelor naturale (cutremure, vulcani, uragane etc.), printre acestea se aflându-se și *Programul de Evaluare a Hazardului Seismic Global (Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP))*, propus de *International Lithosphere Programm (ILP)* sponsorizat de *Consiliul Internațional al Uniunii Științifice (ICSU)*.

Pentru realizarea *Programului de Evaluare a Hazardului Seismic Global (GSHAP)*, a fost necesară o abordare multidisciplinară implicând domeniile geofizicii și geologiei.

În anul 1992, 27 de țări și principalele agenții internaționale și regionale, implicate în *Evaluarea Hazardului Seismic Global (GSHAP)* au propus comunității științifice internaționale realizarea unui cadru pentru dezvoltarea unei metodologii comune privind evaluarea hazardului seismic global.

Ținând seama de caracterul global al acestei acțiuni se impune armonizarea și unificarea metodologiilor naționale cu cele existente pe plan internațional, în particulr pe cel european. În prezent aceste acțiuni se află în plină desfășurare și sunt urmărite prin programe ferme transpuse în sisteme computerizate. Pentru integrarea în sistemul informațional european, atât țările din Uniunea Europeană (U.E.), cât și o parte din țările în curs de aderare lucrează deja cu hărți de hazard seismic în sistem computerizat, ceea ce impune ca și țara noastră să se alinieze codurilor și normelor europene în vigoare, realizând astfel, una din condițiile principale necesare elaborării hărților de hazard seismic, la scară regională și locală pentru teritoriul României.

În România, de-a lungul timpului, specialiștii au propus diverse metode de zonare seismică a teritoriului, întocmind hărți, care au fost și sunt încă părți componente ale normelor și legilor de proiectare încă în vigoare.



Astfel, în prezent, în România, hazardul seismic pentru o anumită zonă sau amplasament este stabilit conform hărții de zonare seismică prezentată în figura 1, adaptată după STANDARD SR 11100/1-1993, care a fost realizat urmărindu-se, între altele, adaptarea la reglementările internaționale în vigoare ca o contribuție la înfăptuirea integrării europene și internaționale.

De menționat că, sporirea rezistenței la cutremure a construcțiilor, prin proiectarea antiseismică, trebuie să se realizeze pe baza unui corelații optime între cost, performanță și risc.

## 1.2 Necesitatea și oportunitatea reglementării.

Analiza arată că, în țările dezvoltate, urbanizarea rapidă și creșterea populației care locuiește sau este transferată în zone cu potențial de pericol ridicat, asociat dezastrelor naturale, sunt probleme majore pentru factorii de decizie, aceste zone provocând, cel mai adesea, grele pierderi de vieți omenești și economice. Bilanțul pierderilor de vieți omenești și materiale cauzate de *hazarde naturale* arată că cele mai multe sunt produse de *cutremure*. Prin urmare, în aceste zone de risc seismic ridicat, trebuie luate măsuri pentru *proiectarea antiseismică* a construcțiilor civile, industriale, nucleare, militare etc., dar și controlul strict al expansiunii urbane, avându-se grijă ca investițiile în infrastructură să nu fie exagerat de mari în raport cu riscurile reale ce trebuie evitate. Pentru realizarea acestui deziderat sunt necesare cercetări științifice care să furnizeze datele necesare proiectării antiseismice. De asemenea, este necesară încadrarea analizei condițiilor seismice locale în contextual celor globale și regionale.

Astfel, precizăm, că țările din bazinul Mării Negre, din care face parte și România, sunt caracterizate de numeroase tipuri de *hazard natural* corespunzătoare cutremurelor, alunecărilor și prăbușirilor de teren, inundațiilor, fenomenelor meteorologice periculoase (secetă, înzăpeziri, chiciură, grindină, furtuni etc.).

Din punct de vedere al condițiilor seismice globale și regionale, se cunoaște faptul că aceste țări sunt situate în regiunea de hazard seismic înalt al centurii seismice Alpino-Himalaiană și Carpato-Balcanică. Această poziție geografică a teritoriului țării noastre influențează modul specific de manifestare a seismicității, constatându-se, printre altele și influența interacțiunii elementelor structurale geotectonice la diverse scări (globală, regională și locală).

Creșterea performanțelor în *proiectarea antiseismică*, necesită ca spectrele de calcul (spectre de răspuns al terenului) să fie determinate pentru fiecare amplasament în care este posibilă determinarea directă a lor (din înregistrări instrumentale sau calculate). De asemenea, se recomandă efectuarea corelării parametrilor rezultați din analiza spectrală a înregistrărilor undelor seismice cu acele elemente necesare evaluării hazardului seismic ce depind de compoziția și caracteristicile spectrale ale mișcării solului sub acțiunea cutremurelor generate atât de sursele de suprafață, cât și de cele intermediare.

Modul specific și concret al abordării proprii, în care reglementarea de față va contribui la integrarea europeană și internațională, a abordării proprii, rezultă din adoptarea aceluiași standarde ca și cele utilizate în reglementările internaționale actuale, privind trecerea de la datele observaționale la cele reprezentând valorile parametrilor caracteristici ai hazardului seismic. Pe lângă acest aspect, un factor unificator îl reprezintă și succesiunea etapelor recomandate în procesul de evaluare a hazardului seismic prin adoptarea metodei lui Cornell (1968), a cărei schemă a fost adoptată în majoritatea cercetărilor și studiilor vizând evaluarea hazardului seismic în Europa și în special în America.

În România, cutremure puternice sunt cunoscute încă din anul 984. Astfel, informații despre cutremurele produse pe teritoriul actual al României sunt menționate în documentele vremii cum ar fi: cutremurul din 1802, cunoscut și sub numele de *"Cutremurul cel Mare"*, precum și cutremurele produse în anii 1940 și 1977, care au provocat numeroase victime omenești și pagube materiale imense.

În contextul actual, una din cele mai importante cerințe ale cercetării științifice seismologice este aceea de realizare a unei Metodologii de elaborare a Hărților de **H.S.L.L.U.** Această cerință derivă, pe de o parte, din evoluțiile accelerate, economică și socială, care impun și revizuirile reglementărilor tehnice existente din construcții, amenajarea teritoriului și urbanism și, pe de altă parte, din cerințele de aliniere (armonizare) la normele europene, elaborate pe baza rezultatelor obținute din cercetările efectuate în ultimul deceniu în domeniile științifico-tehnice conexe.

O altă necesitate a realizării unei asemenea metodologii pentru elaborarea Hărților de **H.S.L.L.U.** este și faptul că în ultimele decade, dezastrele naturale, în special cutremurele, au fost mult mai frecvente și mai distructive, afectând largi concentrații de populație. Până în prezent, răspunsul comunității internaționale la frecvențele calamități produse de dezastre a fost, în principal, axat pe acțiuni de salvare și ajutorare a populației sinistrate, acțiuni care, în fapt, nu rezolvau fondul problemei, ci numai ameliorau situațiile post dezastru. În această situație, cercetătorii științifici din domeniul Seismologiei au intensificat studiile teoretice și experimentale (*"in situ"* și în laboratoare) pentru elucidarea cauzelor naturale și antropogene care au contribuit la producerea pierderilor de vieți omenești și materiale. Astfel, a fost continuată tradiția ca, imediat după producerea unui cutremur major, să se întreprindă activități de inventariere și evaluare a efectelor macroseismice, printr-o colaborare internațională susținută, ceea ce a permis acumularea unui vast material privind modul de acțiune a cutremurelor asupra oamenilor și mediului înconjurător, construcțiilor și scoarței terestre.

Din analiza și prelucrarea acestor informații s-a constatat că este posibilă diminuarea pierderilor de vieți și bunuri materiale, lându-se toate măsurile impuse de situație, prin gestionarea (supervizarea și controlul) situațiilor de criză post-dezastru. Însă, cea mai importantă măsură de preîntâmpinare și diminuare în viitor a potențialelor calamități de natură seismică este adoptarea de



soluții moderne de proiectare antiseismică, realizate pe baza Hărților de hazard seismic, evaluate la scară globală, regională și locală.

Efectele dezastrelor naturale trebuie privite nu numai din punct de vedere umanitar și în termeni sociali, ci și în termeni economici și de dezvoltare, având în vedere faptul că dezastrele naturale sunt întradevăr un obstacol adesea insurmontabil în dezvoltarea economică și socială. S-a observat că, atunci când calculăm creșterea produsului intern brut, constatăm că pierderile cauzate de dezastre naturale, în special, în țările dezvoltate sunt mai mari decât creșterea economică. În consecință, având în vedere impactul social și economic, cu implicații puternice în relațiile publice și politice, se constată o creștere a preocupării guvernelor de a da o mai mare atenție evaluării hazardului seismic, predicției, preprevenirii și pregătirii dezastrelor, recunoscându-se faptul că planificarea acțiunilor predezastru, codezastru și postdezastru trebuie să fie o parte integrantă a politicii naționale de dezvoltare.

În acest sens, elaborarea și intrarea în vigoare a unor strategii (politici) și/sau planuri, privind armonizarea standardelor și codurilor de construcție, conform normele tehnice europene, sunt factori cheie pentru stabilirea coerentă a creșterii siguranței umane și economice. Pentru atingerea acestor deziderate, este necesară o mai bună cunoaștere a hazardului seismic și a riscului seismic asociat acestuia.

**1.3 Obiectivele propuse,** urmăresc punerea la dispoziția specialiștilor în cercetările de hazard seismic a unei metodologii de elaborare a hărților de **H.S.L.L.U.**, care să răspundă în cel mai înalt grad cerințelor moderne și complexe ale noilor filosofii de proiectare în construcții, astfel încât, acestea să reflecte realitățile seismotectonice active sau potențial active ale teritoriului României. Aceste hărți vor pune la dispoziția specialiștilor în proiectarea antiseismică a informațiilor necesare cu privire la efectele posibile ale cutremurelor în scopul adoptării acelor parametri de proiectare care să asigure, pe de o parte, rezistența construcțiilor la cutremurele maxime așteptate și, pe de altă parte să permită realizarea acestui deziderat cu un consum minim de investiții.

În cadrul acestei metodologii recomandăm luarea în considerare a tuturor Zonelor Surse Seismice Potențiale (**ZSSP**) aflate în vecinătatea localităților urbane sau a amplasamentelor vizate, pentru care se intenționează elaborarea hărților de hazard seismic local. Astfel, se va ține seama de sursele cutremurelor normale aflate pe teritoriul României și în zonele transfrontaliere până la distanța de 150km față de localitate sau amplasament, iar pentru cutremurele intermediare vrâncene până la distanța de 350km. Hazardul seismic poate fi exprimat prin probabilitatea ca una din următoarele mărimi: intensitate, accelerație maximă, viteză maximă, spectre de răspuns să depășească un prag prestabilit.

**Impactul proiectului asupra societății** va consta în creșterea siguranței și protecției seismice a populației României la eventualele cutremure majore ce se vor produce pe teritoriul țării sau în zonele seismic active învecinate și, de asemenea, posibilitatea dezvoltării economice, în perspectivă a a zonelor cu seismicitate ridicată.

În continuare vom prezenta definițiile noțiunilor de bază cu care operează metodologia elaborării hărților de hazard seismic.

## **2. NOȚIUNI DE BAZĂ ÎN METODOLOGIA ELABORĂRII HĂRȚILOR DE HAZARD SEISMIC.**

Printre alte noțiuni fundamentale cu care operează proiectarea antiseismică a obiectivelor civile și industriale, un rol important revine noțiunilor de hazard seismic, vulnerabilitate seismică și risc seismic.

Determinativul "seismic" apare în fiecare denumire pentru a face o distincție în raport cu alte elemente similare, dar referitoare la alte tipuri de dezastre naturale, cum ar fi: uragane, vulcani, tsunami, etc.

Până nu demult (și se mai constată uneori și în prezent) se face confuzie între "riscul seismic" și "hazardul seismic".

Hazardul seismic este independent de acțiunea omului, este în afara controlului uman, fiind determinat doar de factorii naturali, cum ar fi: magnitudinea cutremurului produs, distanța epicentrală, adâncimea focarului, direcția planului de falie în raport cu punctul  $M$  în care se calculează hazardul, relația dintre lungimea rupturii și magnitudine, magnitudinea maximă posibilă în zona sursei, intervalele de timp după care se pot repeta cutremurele de mărime dată, structura geologică locală în punctul dat ( $M$ ).

Pentru a stabili un limbaj comun și riguros, conferința Grupului de Experți ai UNDRO (Geneva, 1979) a recomandat adoptarea unor definiții standard publicate în Raportul Final al Proiectului pentru Reducerea Riscului Seismic (RER, 1982). Conform convențiilor internaționale la care a aderat și țara noastră vom adopta aceste definiții date pentru cazul cel mai folosit al analizei probabiliste.

**Hazardul seismic ( $H$ )** este o funcție  $P(Y > y)$  care descrie probabilitatea ca într-un loc dat ( $M$ ) și într-un interval de timp ( $T$ ), valoarea unui parametru  $Y$  (care poate fi: intensitatea macroseismică, accelerația, viteza sau deplasarea solului) să depășească valoarea dată ( $y$ ) ca efect al producerii unui cutremur (indiferent unde s-ar afla focarul acestuia).

Hazardul seismic poate fi exprimat analitic ca o familie de funcții de punct sau grafic printr-o familie de curbe ce indică probabilitatea apariției diferitelor valori ale parametrului ales:

$$H = P(Y > y) \quad (1)$$

**Vulnerabilitatea seismică ( $V$ )** este o măsură a raportului dintre valoarea pierderilor

înregistrate, ca urmare a distrugerilor produse de un cutremur și valoarea totală (economică și socială) anterioară producerii distrugerilor într-o zonă dată.

**Vulnerabilitatea seismică observată** ( $V_o$ ) reprezintă vulnerabilitatea seismică determinată pe baza evaluărilor efectuate după producerea distrugerilor provocate de un cutremur.

**Vulnerabilitatea seismică prezisă** ( $V_p$ ) este vulnerabilitatea calculată pe baza unor anticipări ale unui viitor cutremur, luându-se în considerare potențialele distrugerii ale celor mai expuse obiective.

Vulnerabilitatea seismică depinde în principal de acțiunea omului, de modul cum au fost protejate antiseismic obiectivele construite și de valoarea economică a acestora.

De asemenea, vulnerabilitatea depinde de gradul de uzură și slăbire a rezistenței structurilor, ca urmare a unor supuneri repetate la factori ce o pot slăbi (cutremure anterioare, vibrații industriale etc.).

Tendința generală este ca vulnerabilitatea să crească cu timpul, atât din cauza creșterii valorii obiectivelor ce pot fi distruse (prin instalarea de tehnologii avansate, aparaturi sofisticate, etc), cât și din cauza slăbirii rezistenței vechilor instalații.

**Riscul seismic specific** ( $r_s$ ) este o funcție ce exprimă probabilitatea ca într-un loc dat să se producă, într-un interval de timp dat, un procent dat de pierderi din valoarea totală (economică și socială), ca efect al unui cutremur ce ar produce, în acel loc, efecte caracterizate de valori ale parametrilor considerați (intensitatea, accelerația, viteza de deplasare a solului) mai mari decât o anumită valoare.

Rezultă că riscul seismic specific se poate exprima prin relația :

$$r_s = H \times V \quad (2)$$

unde:  $r_s$  este riscul seismic specific;

Relația (2) exprimă o probabilitate a unui eveniment compus și se exprimă ca produs al probabilităților elementare  $H$  și  $V$  (legea "și - și" corespunzătoare faptului că au loc simultan și efectele descrise de  $H$  și cele descrise de  $V$ ). La limită, când nu există nici un fel de obiect pe suprafața solului,  $V = 0$  și deci  $r_s$  este nul.

Un alt caz extrem când  $r_s = 0$  este cel al unei zone suficient de îndepărtate față de sursele seismice, astfel încât, efectele cutremurelor (oriunde s-ar produce) să nu fie simțite în aceea zonă. Rezultă că în acest caz hazardul va fi egal cu zero și conform relației (1) și riscul este nul indiferent cât sunt de mari valorile existente în acea zonă.

**Riscul seismic** ( $R$ ) este probabilitatea de a se produce o pagubă în valoare totală dată ( $V_{tot}$ ) într-un punct în care riscul seismic specific este  $r_s$ , deci :

$$R = r_s \cdot V_{tot} \quad (3)$$

Din relațiile (2) și (3) rezultă că putem exprima riscul seismic ( $R$ ) cu ajutorul hazardului seismic ( $H$ ) și al vulnerabilității :

$$R = H \cdot V \cdot V_{tot} \quad (4)$$

### 3. PARAMETRI NECESARI ÎN EVALUAREA HAZARDULUI SEISMIC

#### 3.1 Intensitatea macroseismică

În scopul diferențierii cutremurelor în funcție de efectele lor, printre numeroși parametri pe baza cărora se clasifică cutremurele de pământ este și gradul de intensitate seismică. Intensitatea seismică reflectă efectele macroseismice produse de cutremure asupra construcțiilor, oamenilor, mediului înconjurător și scoarței terestre. Primele preocupări privind clasificarea cutremurelor în funcție de intensitate au apărut în secolul al XV-lea când au elaborat o serie de scări descriptive.

Observațiile macroseismice au fost folosite în mod tradițional ca măsură a intensității unui cutremur, prima clasificare fiind făcută de Poardi în 1627. Acestea oferă informații utile pentru obținerea distribuțiilor pagubelor produse de cutremure și a hărților macroseismice care stau la baza studiilor de atenuare a intensităților macroseismice și la determinarea structurilor de atenuare. În România, prima investigație macroseismică susținută a fost făcută în 1892 de către Ștefan Hepites, care a folosit în studii o rețea unitară de stații meteo, lucrătorii acestor stații având sarcina de a colecta informații macroseismice din zonele înconjurătoare stației unde lucrau. Majoritatea datelor referitoare la marile cutremure produse pe teritoriul țării au fost sintetizate de Atanasiu , 1961.

Un avantaj major al folosirii intensităților macroseismice este acoperirea mare, în timp și în spațiu, cuprinzând atât perioadele istorice, caracterizate de absența măsurărilor directe ale mișcărilor puternice ale solului, cât și pe cele instrumentale, pentru toate zonele de pe teritoriul României și din zonele transfrontaliere. Astfel încât, modelarea distribuției intensităților macroseismice asociate cutremurelor produse pe teritoriul României reprezintă o alternativă viabilă în procesul de evaluare a hazardului și de reducere a riscului seismic pentru zonele cu potențial distructiv important. Modelarea distribuției intensităților macroseismice, specifice seismicității locale, asociată cutremurelor produse pe teritoriul României, s-a realizat pe baza relațiilor de atenuare obținute din prelucrarea datelor observaționale.

Până în prezent, catalogul hărților macroseismice pentru teritoriul României cuprinde 57 hărți, primele informații macroseismice reprezentate sub formă de hartă aparținând cutremurului vrâncean de magnitudine 6.8, produs la 06.04. 1790.

Efecte macroseismice dezastruoase, cauzate de cutremurele vrâncene pot fi explicate, atât prin complexitatea și dinamica structurilor tectonice crustale și subcrustale, cât și prin energiile uriașe eliberate în procesele de seismogeneză.

Un factor care determină într-o măsură majoră distribuția efectelor macroseismice pe suprafața unui teritoriul afectat de cutremure este tipul mecanismului în focar, întrucât schema de radiație a energiei seismice este asimetrică prezentând maxime în planul de alunecare pe falie și minime pe planul nodal. Există numeroase studii observaționale și chiar teoretice (Enescu și Smalberger, 1980) care pun în evidență legătura strânsă între forma izoseistelor și mecanismul în focar.

De asemenea, este necesar ca în evaluarea efectelor macroseismice locale să se țină seama și de influența pe care o are factorul topografic asupra acestora.

În 1961, Atanasiu, încercând să interpreteze alternanța unor zone de efecte maxime cu zone de efecte minime produse de cutremurul din 1940, introduce noțiunile de "Culminații seismice" și "linii de sensibilitate seismică". Atanasiu a crezut inițial că acest fenomen reprezintă manifestarea macroseismică a unui proces de suprapunere a undelor seismice având ca rezultat însumarea, respectiv anularea amplitudinilor oscilațiilor, fenomen cunoscut sub numele de interferență.

De aceea, Atanasiu a atribuit zonelor de maximum al efectelor macroseismice denumirea de "culminație" sugerată de asemănarea suprafeței reprezentând distribuția efectelor macroseismice cu formele de relief, pentru care zonelor cu înălțime maximă li s-a dat în Geografie denumirea de "culminații". Constatând coincidența existentă, în numeroase cazuri, dintre aceste culminații și structura geologică de suprafață (falii, accidente tectonice majore etc.), Atanasiu a introdus denumirea de "linii de sensibilitate seismică" pentru desemnarea acelor grupări de culminații care determină formarea unei izoseiste corespunzătoare unor valori maxime ale intensității macroseismice.

Cu toate aceste similitudini, existente în cazul cutremurele normale, se constată că pentru cutremurele intermediare vrâncene, nu întodeauna există această corespondență între "liniile de sensibilitate seismică" și accidentele tectonice majore, fapt remarcat chiar de Atanasiu. În acest sens, putem cita ca exemple de astfel de culminații toate pozițiile epicentrelor cutremurelor de suprafață, precum și interiorul izoseistelor de intensități maxime în cazul cutremurelor intermediare.

Complexitatea și varietatea tectonicii teritoriului României și a zonelor adiacente acestuia, fac ca frecvența și energia cutremurelor să varieze în limite largi, în funcție de caracteristicile subunităților tectonic active. Astfel, pe lângă cutremurele intracrustale sporadice produse în provinciile Banat, Crișana, Maramureș etc., cutremure generate de mișcări bruște pe falii și decroșări, se produc și cutremure subcrustale (intermediare), generate în zona de curbură a Carpaților Orientali denumită de seismologi "*Zona Seismogenă Vrancea*". Modelul triplei joncțiuni se bazează pe configurație poziției fragmentelor de placă ce converg în această zonă și pe o anumită distribuție a forțelor care acționează.



Printre sursele de informare menționăm hărțile realizate de Atanasiu 1961, Atlasul Balcanic al Hărților cu Izoseiste (UNDP-UNESCO, 1974), Medvedev, 1977, Radu, 1979, 1982.

Pentru cutremurele vrâncene intermediare din anii 1977, 1986 și 1990, în afară de hărțile cu izolinii, există fișiere cu mai mult de 6000 de valori de intensități obținute prin digitizarea intensităților obținute din chestionarele macroseismice completate în urma acestor cutremure (IPF-Karlsruhe, Germania, 2000). Pentru a obține distribuțiile macroseismice aceste date au fost folosite individual pentru fiecare amplasament studiat sau au fost grupate în funcție de distanța epicentrală și de azimutul amplasamentului (în sectoare unghiulare de 15 grade), punctele de observație fiind separate, în funcție de intensitate prin arce de cerc centrate în epicentrul macroseismic, fiind folosite mediile intensităților, ale distanțelor epicentrale și ale azimutului fiecărui grup în parte. Avantajul acestor grupări este acela că au fost eliminate efectele locale obținute atunci când se lucrează la scară mică.

### **3.1.1 Atenuarea undelor seismice, distribuția în spațiu a parametrilor**

Următorul pas în analiza distribuțiilor în spațiu este selectarea funcției matematice sau a modelului de legătură între variabilele dependente și independente. Forma funcției/modelului depinde foarte mult de baza de date folosită: dacă aceasta este relativ uniformă atunci funcția poate depinde doar de câțiva parametri, iar alte ori pot fi folosite modele simple, empirice. În cazul în care extrapolarea modelului se face mult în afara centroidului de date, este necesară existența unui model fizic pentru ca extrapolarea să aibă sens.

Bazele fizice ale relațiilor de distribuție/atenuare în spațiu sunt limitate la cele mai elementare principii ale seismologiei și geofizicii, probleme apărând de obicei doar în apropierea sursei, unde devin importante detalii legate de procesul de rupere.

Scăderea amplitudinii undelor seismice cu distanța parcursă este efectul rezultat al următoarelor patru procese: împrăștierea geometrică (scăderea amplitudinii undelor datorită creșterii ariei frontului de undă), dispersia undelor (datorită dependenței vitezei de propagare de frecvența de oscilație, lungimea pulsului crește cu distanța de propagare și amplitudinea sa scade), împrăștierea pe neomogenități (energia undelor se împrăstie în toate direcțiile datorită reflexiei pe neomogenitățile mediului de propagare); absorbția (transformarea energiei undelor seismice în alte forme de energie, datorită neelasticității mediului de propagare). Ultimele două sunt cauzele atenuării anelastice a undelor.

Intensitatea acestor procese diferă în pământ în plan orizontal, dar și cu adâncimea. În apropierea suprafeței pământului, unde structura este foarte complexă, toate tipurile de atenuare a energiei seismice sunt importante. La adâncimi mari, unde presiunea este foarte mare, absorbția este slabă. Intensitatea acestor procese diferă cu tipul de unde seismice; dispersia undelor de volum este atât de slabă, încât, de obicei, se neglijează, spre deosebire de a undelor de suprafață, care este

foarte puternică. Împrăștierea pe neomogenități este foarte mică la mare adâncime în pământ, astfel încât poate fi neglijată, dar în schimb este procesul dominant în atenuarea undelor Reileigh (Howell, 1990).

### 3.1.1.1. Relații de atenuare

Estimarea relațiilor de atenuare este una din cele mai importante probleme în vederea determinării hazardului seismic datorat cutremurelor din Vrancea.

Forma generală a relațiilor de atenuare este de tipul:

$$y = b_1 f_1(M) f_2(r, E) f_3(M, r, E) f_4(P_i) \varepsilon \quad (5)$$

unde:  $y$  este parametrul ce urmează a fi prezis- variabila dependentă;

$f_1(M)$  = o funcție dependentă de magnitudinea cutremurului;

$f_2(r, E)$  = o funcție dependentă de distanța hipocentrală ( $r$ ) și de proprietățile tectonice ( $E$ );

$f_3(M, r, E)$  = o funcție neseparabilă de magnitudine, distanță și mediu;

$f_4(P_i)$  = o funcție ce caracterizează parametri independenți ai cutremurelor, propagării, amplasamentului sau structurii;

$\varepsilon$  = o variabilă aleatoare ce reprezintă incertitudinea în estimarea lui  $Y$ .

Cu toate că există o multitudine de forme pentru  $f_1$ , de obicei acesta este de forma:

$f_1(M) = e^{b_2 M}$  ținându-se cont de definiția magnitudinii ca logaritmul amplitudinii mișcării solului (Richter, 1958).

Forma cea mai folosită pentru  $f_2$  este

$$f_2(r) = e^{b_4 r} [r + b_5]^{-b_3} \quad (6)$$

unde: termenul din paranteză reprezintă atenuarea datorată împrăștierii geometrice,  $b_3$  este rata atenuării geometrice și  $e^{b_4 r}$  reprezintă atenuarea anelastică datorată împrăștierii și amortizării undelor în medii elastice,  $b_4$  fiind coeficientul acestei atenuări,  $b_5$  este un coeficient folosit pentru limitarea valorii lui  $y$  în apropierea epicentrului, ținându-se cont de fenomenul de saturare a mișcărilor cu scăderea distanței față de sursă.

O altă expresie folosită pentru  $f_2$  este:

$$f_2(r) = e^{b_4 r} \left[ \sqrt{r^2 + b_5^2} \right]^{-b_3} \quad (7)$$

unde termenul din paranteză este echivalentul distanței hipocentrale. Unii autori au înlocuit coeficientul  $b_3$  cu o funcție logaritmică de  $r$ , iar alții au folosit funcții definite pe intervale pentru a ține cont de proprietățile de saturare ale parametrilor mișcărilor puternice cu scăderea distanței epicentrale (Campbell 1982 etc.).

Funcția  $f_3(M, r, E)$  sau, simplu  $f_3(M, r)$  este folosită pentru a scala magnitudinile cu distanța. În cazul cel mai simplu această funcție este egală cu 1 și în cazul general are forma:

$$f_3(M, r) = [r + b_6 e^{b_7 M}]^{b_3} \quad (8)$$

unde  $b_7$  ia valori negative, funcția prezentând o altă formă de saturare și anume cea cu magnitudinea. În legătură cu acest tip de saturare există încă controverse. O altă formă a lui  $f_3$  se poate obține din  $f_2$  prin înlocuirea lui  $b_3$  cu o funcție liniară de magnitudine:

$$f_2(r) = e^{b_4 r} [r + b_5]^{b_3 M} \quad (9)$$

Funcția  $f_4(P)$  are de obicei forma:

$$f_4(P_i) = \sum e^{b_i P_i} \quad (10)$$

care ține cont de faptul că efectele locale sunt multiplicative. Parametrul cel mai folosit în această expresie este legat de clasificarea geologică a stațiilor.

Variabila aleatoare  $\varepsilon$  este de obicei distribuită lognormal, în special datorită formei exponențiale ale funcțiilor din relația (5).

După selectarea modelului corespunzător cutremurelor și mediului de studiat, următorul pas constă din găsirea procedurii pentru determinarea coeficienților  $b_i$ , necunoscuți din ecuațiile de mai sus, procedeul purtând numele de regresie. Datorită faptului că de cele mai multe ori parametri  $Y$  de studiat sunt distribuiți lognormal, regresiiile se efectuează de obicei pe logaritmul lui  $Y$ :

$$y = \ln Y = \ln b_1 + \ln[f_1] + \ln[f_2(M)] + \ln[f_2(r)] + \ln[f_3(M, r)] + \ln[f_4(P)] + e \quad (11)$$

unde  $e = \ln \varepsilon$  este o variabilă aleatoare cu media zero și deviația standard  $\sigma$ , care reprezintă eroarea standard în determinarea lui  $y$ , " $e$ " este distribuit normal sau Gaussian. Această valoare este necesară pentru a face o analiză statistică asupra rezultatelor. Regresiile pot fi făcute pe orice tip de transformare a lui  $Y$ , nu neapărat pe transformarea  $\ln Y$ .

Cea mai ușoară și mai folosită regresie este cea care folosește procedeul celor mai mici pătrate, care minimizează suma erorilor pătratice:  $\sum_{i=1}^n w_i (\hat{y} - y_i)^2$  unde  $\hat{y}$  este valoarea prezisă a lui  $y$ ,  $y_i$  ia valoare observată a lui  $y$  și  $w_i$  este ponderea lui  $y_i$ .

Alte procedee folosite, pe lângă cele liniare care folosesc procedeul standard al celor mai mici pătrate, sunt: procedeele cu pași multipli care pot fi reduse la regresii liniare și care sunt folosite pentru separarea distanțelor de magnitudini, regresiiile ponderate și regresiiile neliniare, care de obicei se rezolvă empiric prin folosirea diferitelor tehnici de simulare.

Regresiile ponderate sunt folosite, atunci când în setul de date predomină informațiile de la un număr mic de cutremure sau pentru câteva distanțe, pentru egalizarea impactului înregistrărilor provenite de la diferite cutremure și la diferite distanțe.

Ponderile sunt atribuite pe baza calității datelor, în special în analiza mișcărilor puternice pentru reducerea erorilor asociate distribuțiilor neuniforme ale înregistrărilor în raport cu cutremurele individuale, magnitudine și distanță.

Incertitudinile valorilor prezise sunt cel mai bine reprezentate de limitele de confidență. Pentru modele neliniare aceste limite se obțin în urma simulării Monte Carlo. Pentru modele liniare, cu coeficienți distribuiți normal, se pot folosi și procedee analitice. Limitele de încredere  $1-\alpha$  pentru media a  $n_0$  observații având dat un set specific de coeficienți, se obțin din expresia:

$$\hat{y} \pm t_{\frac{\alpha}{2}, v} \left[ \frac{\sigma^2}{n_0} + (\sigma_{\hat{y}})^2 \right]^{0.5} \quad (12)$$

unde:

$t_{\alpha/2, v}$  = valoarea absolută a testului statistic  $t$  asociat unei probabilități de depășire de  $\alpha/2$  și  $v=n-p-1$  grade de libertate;

$n$  = numărul de înregistrări folosite în analiză;

$p$  = numărul variabilelor independente din model;

$\sigma$  = eroarea standard a estimărilor obținute în urma regresiei;

$\sigma_{\hat{y}}$  = deviația standard a predicției medii  $\hat{y}$  :

$\sigma_{\hat{y}} = \sigma (X_0' C X_0)^{0.5}$  în notație matricială:

$X_0$  = un vector ce conține valori specifice ale parametrilor modelului (de exemplu  $M$  și  $\ln r$ );

$X_0'$  = covarianța matricei coeficienților modelului (de exemplu parametri  $b_i$ );

Intervalul dat de relația (12) reprezintă limitele între care se situează media celor  $n_0$  observații ale lui  $Y$  în  $(1-\alpha)100\%$  din timp.

Pe lângă incertitudinile menționate mai sus, asociate dispersiei datelor ( $\sigma$ ) și celei asociate estimării parametrilor  $b$  ( $\sigma_{\hat{y}}$ ) mai există o a treia sursă de erori care sunt date de alegerea modelului de regresie și nu este reflectat de limitele de confidență. Această incertitudine este cu atât mai mică cu cât funcția modelează mai bine adevărata formă a comportării sistemului și nu neapărat cât de bine fitează datele.

Următorul pas este analiza reziduurilor, care reprezintă diferența dintre valoarea observată și cea prezisă pentru  $y$ . Înaintea analizei, reziduurile se normalizează astfel încât media acestora să fie zero și deviația standard egală cu 1.

Uneori, când unii dintre coeficienți sunt puternic corelați sau când datele nu sunt bine distribuite este necesară, în prima fază, constrângerea anumitor parametri. de exemplu, mulți autori constrâng valoarea lui  $b_5$  la o valoare în jurul lui 20km pentru a putea controla comportamentul parametrilor la distanțe mici.

### Legea de atenuare Blake-Sandi

Intensitatea (MSK=EMS) epicentrală, așteptată:

$$I_0 = (1.3 + 0.25 \lg h) M_{GR} + 2.0 - 3.0 \lg h \quad (13)$$

Scăderea așteptată, datorită atenuării:

$$\Delta I = (3.0 + 1.5 \lg h) \lg \left[ \left( 1 + r^2 / h^2 \right) \right] \quad (14)$$

unde  $h$ ,  $r$  sunt măsurate în km

$$\text{Intensitatea așteptată la un amplasament: } I = I_0 - \Delta I \quad (15)$$

Trecerea la accelerația spectrală (de vârf, pentru amortizare 5% critică, exprimată în m/s<sup>2</sup>):

$$\log_2 PSA = (I - 6.68) + \log_4 (2\pi / T_C) \quad (16)$$

unde  $T_C$  este perioada de colț, s; și accelerația de vârf a mișcării terenului se obține împărțind  $PSA$  la 2.5...3.0.

### 3.1.1.2. Distribuția în spațiu a intensităților macroseismice

Studiile de hazard seismic din ultimii 30 de ani au fost în mare parte realizate ținând cont de necesitățile inginerilor constructori, prin legarea mărimilor specifice mișcării solului de parametri fizici determinați instrumental și anume de valorile maxime ale accelerației solului. În prezent interesul față de rezultatele studiilor de hazard s-a extins și la alte domenii cum ar fi societățile de asigurare sau proiectare, crescând astfel și interesul față de informațiile macroseismice cum ar fi variația intensității macroseismice, respectiv a pagubelor, ca funcție de distanță și magnitudine/intensitate epicentrală. Cu toate că informații macroseismice există încă din perioada preinstrumentală a seismologiei, studiile legate de atenuarea intensităților sunt relativ puține și neconvingătoare.

Scopul aprofundării acestui studiu este acela de a trezi interesul față de un domeniu lăsat de multe ori pe planul doi și de a răspunde la întrebări cum ar fi cele ce urmează:

*-Care sunt relațiile de atenuare a intensităților macroseismice datorate cutremurelor intermediare și normale din România?*

*-Există variații sistematice în relațiile de atenuare prin trecerea de la o regiune seismică la alta? Care sunt acestea?*

*-Cum pot fi incorporate efectele geologice locale în relațiile de atenuare a intensităților?*

Distribuția intensităților macroseismice ale șocurilor de adâncime intermediară din regiunea Vrancea, prezintă forme deosebite și, din acest motiv, prezintă interes atât teoretic cât și practic. Această formă specifică a distribuțiilor intensităților macroseismice a cutremurelor puternice produse în Vrancea a fost intens studiată de diferiți autori, urmând ca, în cadrul Proiectului CERES /15.10.2001, acestea să fie reevaluate conform normelor în vigoare.

Distribuția anormală a intensităților constă din apariția unor efecte mult mai mari în locuri aflate la distanțe de sute de kilometrii, ca București sau Zimnicea, și în deplasarea epicentrului macroseismic spre est.



Enescu și Smalberger (1980) consideră că forma generală a curbelor de intensitate este o consecință clară a mecanismului focal și a directivității sursei. Radiația sursei fiind considerată responsabilă atât pentru alungirea pe direcția NE-SW a curbei, cât și pentru deplasarea epicentrului macroseismic.

### **3.2 Parametrii ce caracterizează mișcările puternice ale solului**

Alegerea celui mai bun parametru instrumental este foarte controversată. Cu toate că accelerația maximă a solului este parametrul cel mai folosit, există multe critici legate de lipsa corelației dintre acesta și performanțele structurale ale clădirilor în timpul cutremurelor. De aceea s-a încercat studierea altor parametri cum ar fi viteza maximă, spectrul de răspuns, accelerația pătratică medie, spectrul Fourier, densitatea spectrală de putere și intensitatea spectrală.

Accelerația maximă orizontală descrie cel mai complet mișcarea solului și poate fi folosită în aplicațiile ingineriei seismice, având potențialul de a incorpora toate caracteristicile mișcării solului – atât în timp cât și în frecvență – și poate fi folosită în studiile elastice și inelastice a oricăror tipuri de structuri. Din păcate aceste analize consumă foarte mult timp și de aceea se încearcă folosirea altui parametru care să descrie mișcarea solului la fel de bine, dar care este mai ușor de folosit de inginerii constructori, și anume spectrul de răspuns. Un dezavantaj al acestuia este însă faptul că în predicția spectrului de răspuns avem nevoie de dezvoltarea mai multor relații de atenuare, câte una pentru fiecare perioadă structurală și amortizare de interes. De aceea s-a propus folosirea unei mărimi proporționale cu parametrii mișcării maxime a solului, numită spectrul standard de răspuns. Această mărime se testează încă.

O altă problemă în alegerea parametrilor dependenți este dată de determinarea componentei (verticale sau orizontale) optime. În plus, trebuie decis modul de folosire al componentelor orizontale. Tratarea mișcărilor puternice ale solului din cele două componente orizontale, se face prin includerea în calcul a:

- cele mai mari componente;
- ambelor componente ca variabile independente;
- mediei celor două componente;
- rezultantei componentelor;
- uneia dintre componente alese în mod aleator.

Folosirea aleatoare a celor două componente, dă o predicție mediană identică cu folosirea mediei celor două componente, dar are deviația standard mai mare. Datorită corelației puternice dintre cele două componente orizontale, folosirea independentă a acestora va crește artificial semnificația statistică a analizei.

În cele mai multe aplicații ingineresti, amplitudinea componentei verticale a mișcării solului este considerată ca fiind două treimi din amplitudinea accelerației orizontale. S-a observat că în

cazul cutremurelor moderate sau mari, această lege nu este valabilă în apropierea sursei, întrucât accelerația verticală maximă este egală sau chiar depășește accelerația orizontală maximă. Tot experimental se observă că prin creșterea distanței epicentrale raportul vertical/orizontal tinde să scadă ajungând la distanțe mari sub valoarea de 2/3. De aceea, nu este indicată folosirea raportului de 2/3 pentru determinarea statistică a componentei verticale din cea orizontală.

În studiile de atenuare, se alege ca parametru dependent rezultanta maximă a componentelor orizontale ale accelerațiilor solului. În scopul creșterii semnificației statistice a analizei, se folosesc ambele componente ale accelerației orizontale, iar pentru asigurarea consistenței se alege rezultanta celor două componente NS și EV.

### 3.3 Parametrii specifici cutremurelor

Ca parametri specifici cutremurelor pot fi folosiți următorii: intensitatea maximă epicentrală, magnitudinea cutremurului, magnitudinea moment, sau momentul seismic și "stress drop".

Momentul seismic sau magnitudinea moment sunt preferate de unii cercetători în determinarea relațiilor de atenuare datorită corespondenței mărimilor cu proprietățile fizice ale sursei. Din păcate pentru cutremurele mai vechi sau pentru cele mai mici momentul nu poate fi determinat decât grosier sau chiar deloc. De aceea, unii autori preferă folosirea magnitudinii locale  $M_L$  în locul magnitudinii moment  $M_w$ .

Varietatea scărilor de magnitudini care există pot duce la confuzii legate de diferitele predicții ale mișcărilor solului. O altă problemă este legată de saturarea diferitelor scări de magnitudini pentru cutremurele mari. O corelare primară între scările de magnitudini și mișcările solului se poate face ținându-se cont de frecvența mișcărilor și anume: mișcărilor slabe ( $M < 6$ ), de scurtă perioadă, să le fie atașată magnitudinea  $m_b$  sau  $M_L$ , iar mișcărilor mai mari, de lungă perioadă, magnitudinea moment  $M_w$  sau  $M_s$ . Dacă relațiile de atenuare sunt determinate pentru un domeniu extins de magnitudini este preferabilă folosirea unei scări duale. În studiile de atenuare se alege ca prim parametru independent magnitudinea locală, în cazul determinărilor din accelerații și intensitatea maximă în cazul atenuărilor intensităților macroseismice.

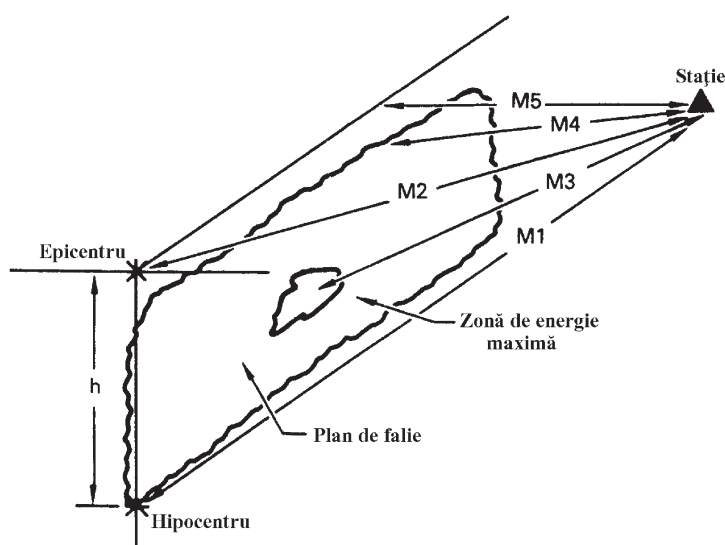
În cazul analizei distribuției parametrilor dependenți în câmp apropiat s-a constatat că tipul mecanismului focal este foarte important, mecanismele de tip invers fiind asociate cu mișcări cu 30-40% mai mari decât cele de tip strike-slip. În afară de mecanism în sursă trebuie ținut cont și de directivitatea sursei, de tipul radiației în sursă și de geometria planului de falie.

### 3.4 Parametrii ce caracterizează propagarea

Parametrii independenți ai propagării caracterizează efectele împrăștierei, ale atenuării geometrice și anelastice ale undelor în timpul propagării de la sursă spre stație. Variabila

independentă universal folosită pentru caracterizarea acestor procese este distanța epicentrală sau hipocentrală.

În afară de aceste două distanțe pot fi introduse conform figurii 2, alte trei în scopul reducerii erorilor ce pot apărea în timpul evaluării distribuțiilor în spațiu a parametrilor dependenți. Distanțele  $M_{3,4,5}$  din figură reprezintă în ordine: distanța până la zona energetică maximă, cea mai mică distanță până la zona de rupere și distanța minimă până la proiecția la suprafață a zonei de rupere. În cazul stațiilor aflate la distanțe mari diferențele dintre aceste mărimi sunt neglijabile, oricare dintre ele fiind la fel de bună. În cazul stațiilor aflate la distanțe mici diferențele devin semnificative.



**Figura 2. - Tipuri de distanțe folosite în relațiile de atenuare**

În câmp apropiat, Campbell (1981) propune folosirea distanțelor  $M_4$  și  $M_5$ . Majoritatea celor care au elaborat sau adaptat relații de atenuare folosind distanțele hipo sau epicentrale menționează faptul că relațiile lor nu sunt aplicabile în câmp apropiat.

Pentru a se elimina sau micșora erorile de predicție introduse de folosirea necorespunzătoare a distanțelor  $M_i$ , în majoritatea scenariilor de cutremure se folosesc în calcule distanța cea mai mică dintre amplasament și falie sau structură tectonică ca fiind distanța așa numită de proiectare pentru un cutremur ipotetic. Dacă în analiză se consideră că sursele sunt egal distribuite de-a lungul unei falii sau în interiorul unei arii, atunci ar putea fi folosite în calcule distanțele  $M_1$ ,  $M_2$  sau  $M_3$ . În acest caz relațiile de atenuare vor subestima adevărata mișcare a solului.

### 3.5 Cutremurul de proiectare

Cutremurul de proiectare al unui obiectiv dat, pe care îl vom nota cu "C", este cutremurul care are cea mai mare influență în amplasamentul aceluși obiectiv. În cele ce urmează prezentăm condițiile care trebuie îndeplinite în procesul de alegere a acestui cutremur:

1. "C" se alege astfel încât intensitatea macroseismică sau accelerația de vârf pe care o produce în amplasament să fie maximă. De asemenea, estimarea parametrilor enumerați mai sus trebuie făcută ținându-se seama de condițiile locale din zona amplasamentului;

2. Dacă "C" aparține aceleiași regiuni tectonice ca și amplasamentul, atunci se presupune că "C" se poate produce chiar în amplasament și  $i=I_0$ ;

3. Dacă "C" se află într-o zonă seismotectonică învecinată, epicentrul lui "C" trebuie luat chiar pe granița dintre cele două zone, la distanța cea mai mică posibilă de amplasament;

### **3.6 Parametrii ce caracterizează condițiile locale**

În mod tradițional, parametri locali constau din simple descrieri geologice ale subsolului zonei amplasamentului și sunt folosiți pentru alegerea tipului de relație de atenuare. Diversitatea tipurilor de amplasamente atestă faptul că relațiile dintre mișcarea pământului și caracteristicile la stație sunt destul de slab înțelese și prea puțin complexe. Legătura dintre tipul de amplasament și mărimea mișcării solului a fost pusă în evidență de mulți cercetători (Campbell, 1981, 1983, Chiaruttini and Siso 1981-Faciolli, 1981). Caracteristicile amplasamentelor influențează diferit parametrii mișcărilor solului (accelerația, viteza, etc.) depinzând de distanța sursă - stație și de mărimea cutremurului, datorită conținutului diferit în frecvențe. Un exemplu este apariția amplificărilor mari ale accelerațiilor asociate depozitelor de sol la suprafață pentru amplasamente situate în apropierea sursei în cazul cutremurelor mici și moderate, în timp ce vitezele de vârf rămân practic neschimbate (Campbell, 1983).

Adâncimea și grosimea straturilor sedimentare se corelează numai cu componentele de perioadă lungă sau moderată ale mișcărilor solului.

### **3.7 Parametrii structurilor**

În cazul în care stațiile înregistratoare sunt instalate pe diferite tipuri de structuri (baraje, fundația unor clădiri, etc.), pentru a obține o predicție valabilă în câmp liber trebuie eliminat efectul structurii. Boore, 1980, a pus în evidență diferențele semnificative ce apar în forma accelerațiilor cutremurului din San Fernando, 1971, în funcție de mărimea clădirilor pe care au fost înregistrate.

De foarte multe ori, în trecut au fost neglijate efectele structurii, uneori fiind confundate cu efectele datorate răspunsului local.

## **4. METODE ȘI MODELE DE ESTIMARE A HAZARDULUI SEISMIC**

Prima metodologie folosită în analiza probabilistică a hazardului seismic a fost elaborată de Cornell (1968).

Etapile principale ale acestei metodologii sunt prezentate în figura 3.

**Etapa I** - definirea surselor seismice. Diferența față de metoda deterministă este aceea că sursele sunt explicit definite ca fiind un potențial seismic uniform. Sursele pot fi atât falii mici planare, cât și mari regiuni seismotectonice.

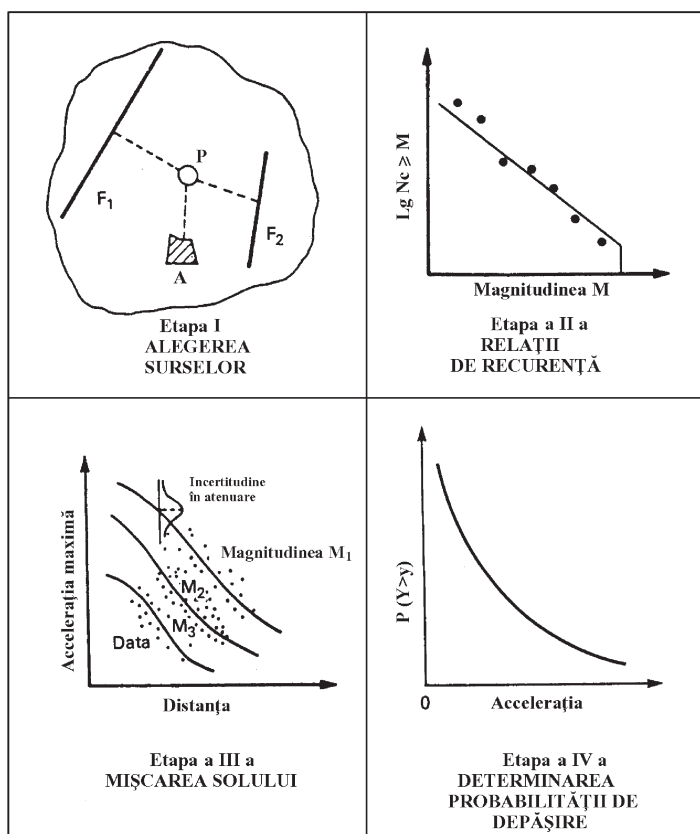
Unde :  $P$  este locația pentru care se evaluează hazardul seismic;

$F1$  și  $F2$  sunt surse seismice liniare;

$A$  este aria sursei seismice (proiectată pe suprafața zonei);

$N_c$  este numărul de cutremure

**Etapa a II-a** constă în definirea modelelor de recurență pentru fiecare sursă dată. Această etapă se deosebește fundamental de etapa din analiza deterministă prin faptul că în locul unui singur cutremur etalon sau a celui mai mare cutremur pentru fiecare sursă în parte, aici sursele sunt caracterizate de o probabilitate de distribuție sau de o relație de recurență.



**Figura 3. - Etapele principale în determinarea probabilistică a hazardului**

O relație de recurență indică probabilitatea de producere a unui cutremur de mărime dată oriunde în interiorul sursei de-a lungul unui interval de timp dat (de obicei un an).

Se alege cel mai mare cutremur pentru fiecare sursă în parte ca fiind limita maximă a cutremurelor de diferite mărimi care intră în analiza fiecărei surse.

Cea mai folosită relație de recurență este relația frecvență-magnitudine:

$$\log N = a - bM \quad (17)$$

unde:  $N$  - este numărul cumulativ de cutremure, de o anumită magnitudine sau mai mari care sunt așteptate să se producă în cursul unei anumite perioade de timp;



$a$ - este logaritmul numărului de cutremure de magnitudine ( $M \geq 0$ ), care se pot produce în cursul aceluiași interval de timp;

$b$ - este panta curbei ce caracterizează raportul dintre cutremurele mari și mici.

În scopuri practice se poate impune o magnitudine minimă mai mare decât zero.

În analiza probabilistică nu se mai consideră distanța minimă (dintre sursă și amplasament), ci se ia un interval în care sunt cuprinse perechile distanță-mărime și probabilitățile asociate lor.

În analiza statistică a hazardului seismic se presupune că procesul de generare a cutremurelor este un proces *“fără memorie”*, adică fiecare cutremur se produce independent a fi cauzal legat de orice alt cutremur. Această presupunere nu este însă valabilă atunci când se iau în considerare seturile de date care includ pre și post șocurile. Modelul sistemelor *“fără memorie”* este chiar modelul Poisson, care este foarte des folosit în seismologie și pe baza căruia se fac foarte multe aproximații folositoare.

**Etapă a III-a** constă în determinarea efectelor cutremurelor, fiind similară cu cea deterministă, cu excepția că în analiza probabilistică rangul cutremurelor de mărime considerată necesită o familie de curbe de atenuare, care leagă parametrii mișcării solului (de exemplu accelerația maximă) de distanța epicentrală.

**Etapă a IV-a** de determinare a hazardului într-un loc dat, este substanțial diferită de procedura simplă folosită în hazardul deterministic. În acest caz efectele tuturor cutremurelor de diferite mărimi, ce se produc în diferite locuri, în diferite surse, cu diferite probabilități de apariție sunt integrate într-o singură curbă care dă probabilitatea de depășire a diferitelor niveluri ale mișcării solului în cursul unei anumite perioade de timp:

$$E(z) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_{m_0}^{m_u} \int_{r=0}^{r=\infty} f_i(m) f_i(r) P(Z > z | m, r) dr dm \quad (18)$$

unde:  $E(z)$  este numărul așteptat de depășiri ale nivelului mișcării solului  $z$  în timpul  $t$ ;

$\alpha_i$  este rata medie de apariție a cutremurelor cu magnitudinea cuprinsă între magnitudinea minimă  $m_0$  și magnitudinea maximă  $m_u$  aparținând sursei  $i$ ;

$f_i(m)$  este distribuția densității de probabilitate a magnitudinii (dată de relația de recurență) pentru sursa  $i$ ;

$f_i(r)$  este distribuția densității de probabilitate a distanței epicentrale între diferite localizări din interiorul sursei  $i$  și locul unde se determină hazardul;

$P(Z > z | m, r)$  este probabilitatea ca un cutremur dat de magnitudine  $m$  și distanță epicentrală  $r$  să provoace o mișcare a solului mai mare ca  $z$ .

Deoarece, în cazul modelului Poisson, nu există o preferință pentru producerea unui anumit cutremur într-un anumit an, perioada de revenire (în ani) a unui cutremur care să producă o depășire dată a nivelului mișcării solului este obținută cu ajutorul probabilității anuale de depășire.

Dacă scopul analizei hazardului seismic este estimarea probabilității de depășire a unui anumit nivel al mișcării solului de-a lungul unei perioade de timp finite  $T$  (de exemplu timpul de viață al unei structuri), se poate arăta că perioada de revenire, care este echivalentă cu această probabilitate este:

$$T_R = -\frac{T}{\ln(1 - P(Z > z))} \quad (19)$$

În acest caz  $P(Z > z)$  reprezintă probabilitatea de depășire în timpul  $T$ . Aceasta este prezentată în figura 4.

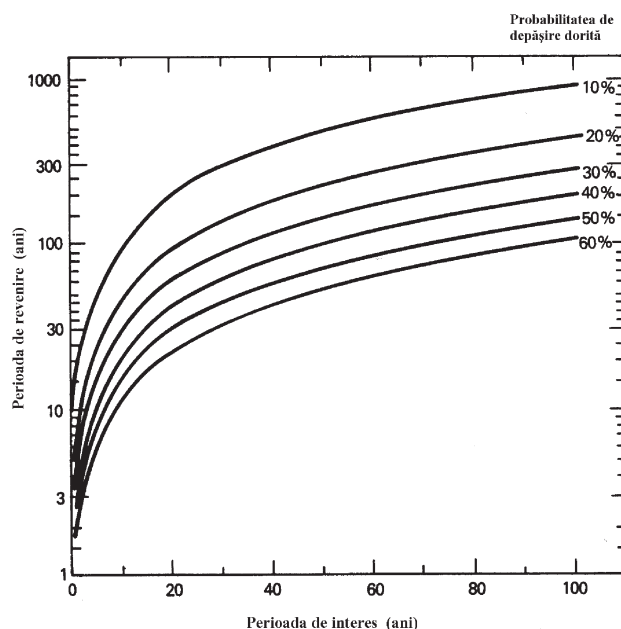
Spre deosebire de Metoda Cornell care se bazează numai pe prelucrarea informațiilor de natură seismologică, prezenta metodologie recomandă recurgerea la informații complementare geofizice (gravimetrice, magnetometrice, electrometrice, radiometrice, seismometrice etc.), care pe lângă faptul că permit reducerea gradului de incertitudine, mai au și avantajul de a conduce la punerea în evidență a unor accidente tectonice (falii active, falii potențial active, falii incerte etc.) și a unor formațiuni geologice, care prin natura compoziției, formei, adâncimii etc. contribuie la amplificarea efectelor macroseismice.

Astfel, la Etapa I (Identificarea surselor), pentru a realiza o evaluare mai corectă a situației seismotectonice existente în zona analizată sunt necesare investigații geofizice, cum sunt cele gravimetrice, magnetometrice, electrometrice, radiometrice, seismometrice etc. (vezi Schema 1).

În Etapa a II-a (Stabilirea relațiilor de recurență) o îmbunătățire a cunoașterii recurenței cutremurelor se poate realiza renunțând la utilizarea binecunoscutului Model Poisson, ce are la bază ipoteza că procesul de generare a cutremurelor este un proces "fără memorie" (adică fiecare cutremur se produce independent de producerea altui cutremur) și elaborând, printr-o sinteză multidisciplinară, alte modele mult mai realiste de natură geofizică, cum ar fi de exemplu cele ale interacțiilor neliniare între elementele geotectonice manifestate prin frecări statice și dinamice (modele de tip Stick-slip) sau de falieri heterogenă (cu viteză variabilă de propagare a ruperii, de tip asperitate, barieră etc), modele fractale (de tip Andrews-de falieri; de tip Kagan-ale seismicității; de tip Turcotte- ale deformărilor crustale), modele Haosologice (de tip Huang - Turcotte Blocuri cu resorturi; reprezentări prin traectorii în spațiul fazelor), sau modele de tip Sisteme critice autoorganizate (cum ar fi cele de tip Burridge-Knopoff/Carlson-Langer).

În Etapa a III-a se vor detalia informațiile privind curbele de atenuare ale parametrilor mișcării solului utilizând rezutatele obținute în Etapa I în cursul investigațiilor geofizice (gravimetrice, magnetometrice, electrometrice, radiometrice, seismometrice etc., vezi Schema 1), astfel încât, izoliniile cu caracter general construite doar pe baza informațiilor seismologice să fie corectate la nivel local, obținându-se aproximații de ordin superior ale atenuării efectelor undelor seismice.

Este necesar ca, atunci când se vor elabora hărți de hazard seismic pentru localități urbane să fie consultate serviciile de urbanism și amenajarea teritoriului pentru a se realiza o adaptare la cerințele ce rezultă din legea PATN/2001, secțiunea zone de Risc Natural, care se referă la modul de elaborare a planurilor de amenajare a teritoriului și urbanism.



**Figura 4 - Relația dintre perioada de revenire, perioada de interes și probabilitatea dorită de depășire în cursul perioadei de interes, pentru modelul Poisson (după Reiter, 1991)**

Se observă că perioada de revenire cu probabilitatea de depășire de 10% în 50 de ani este de aproximativ 475 de ani. Pentru perioade de revenire mult mai mari decât perioada de interes, probabilitatea  $P(Z > z)$  este aproximativ egală cu raportul dintre perioada de interes și perioada de revenire.

Principiul cauzalității afirmă că orice eveniment care s-a produs la momentul  $t_1$  este un rezultat (efect) al producerii a cel puțin unui alt eveniment la un moment anterior,  $t_0$  ( $t_0 < t_1$ ). Deci orice efect este determinat de o cauză. Aceste proprietăți ale relației cauză-efect stau la baza conceptului de determinism, care este o consecință a principiului cauzalității.

Există însă sisteme în care un efect este rezultatul producerii unui număr foarte mare de cauze și din acest motiv subiectului îi este aproape imposibil să deducă efectele sau invers, cunoscând efectele să nu poată să afle cauzele. În aceste cazuri, simplificările nefiind posibile, evenimentele se produc independent de controlul observatorului, deducerea comportării viitoare a sistemului nu se mai poate face pe baza cunoașterii relațiilor și cauzelor, ci prin metode specifice Statisticii Matematice. Deci caracterul statistic al unor sisteme este legat indisolubil de procesul de cunoaștere și reflectă măsura în care subiectul poate cunoaște ceva despre viitorul sistemului, fără a

cunoaște cauzele când acestea sunt foarte numeroase sau fără a cunoaște mecanismul determinării efectului de către cauză.

Din cele de mai sus putem constata existența a două posibilități de cunoaștere: fie cea deterministică, fie cea statistică. Dacă ne restrângem atenția asupra sistemelor seismice, constatăm că acestea nu sunt deterministe în sens Laplaceian, ci în sens absolut. Putem afirma că sursa seismică manifestă un dualism constând în existența simultană a două caracteristici aparent contradictorii: deterministic și statistic în același timp. Discutarea acestor aspecte de natură gnoseologică au fost necesare pentru a putea accepta ideea de dualism deterministic – statistic în cazul unui sistem fizic (seismic în cazul de față) (Anghel, 1994)-Dualismul "statistic-deterministic" în modelarea hazardului seismic.

Modelele clasice de estimare a hazardului seismic neglijează aspectul deterministic și se bazează pe modelele statisticii matematice, care prelucrează serii de date așa cum se prezintă ele, fără să-și reprezinte prin nici un model fizic structura și legile de evoluție proprii ale sistemului, ce emite semnalul analizat statistic.

Un exemplu de acest tip îl reprezintă modelele de hazard calculate pe baza Teoriei Valorilor Extreme (Gumbel, 1958), care poate fi aplicată oricărui șir de valori numerice indiferent de natura și proveniența acelor date.

Modul determinist furnizează o metodă ușoară de estimare a hazardului seismic. Bazele concluziilor sunt clare atât analiștilor (seismologi), cât și utilizatorilor (ingineri constructori) sau publicului larg. Noțiunile de falie, magnitudine maximă sau mișcarea solului sunt ușor de separat și analiza lor poate fi făcută cu ajutorul unor tehnici sofisticate. Acest tip de analiză este transparent, deschis discuțiilor și trecerilor în revistă furnizând utilizatorilor scenarii inteligibile.

Efectul informațiilor obținute după terminarea analizei poate fi ușor determinat și inclus în rezultatele finale.

Dezavantajele acestui mod de calcul sunt date de faptul că nu ia în considerare incertitudinile din estimarea hazardului seismic, conducând la o securitate falsă privitor la efectele cutremurelor. Un alt dezavantaj este acela că frecvența de apariție a cutremurelor nu este luată explicit în calcul.

Analiza deterministă a hazardului seismic, aplicată în diferite locații afectate de diferite falii sau regiuni seismo-tectonice active, poate conduce la scenarii ce diferă prin mai mult de un ordin de mărime în ceea ce privește magnitudinea, conducând la estimări greșite ale riscului seismic acceptabil (Reiter, 1990).

Analiza deterministă a Hazardului Seismic pentru teritoriul României (Radulian et al. 2000) oferă un instrument excelent pentru analiza parametrică a influenței sursei și propagării asupra distribuției hazardului seismic, corespunzător cutremurelor intermediare din *Zona Seismogenă Vrancea*, având în vedere caracteristicile acestei zone seismogene:

- volumul focal foarte bine delimitat (aria epicentrală nu este mai mare de 3000 km<sup>2</sup>);
- mecanismul focal predominant: faliere inversă cu axa *P* aproape orizontală, iar axa *T* aproape verticală. Aceasta evidențiază un câmp de tensiune dominant ce afectează întreaga litosferă subdusă;
- forma caracteristică a izoseistelor, puternic alungite pe direcția NE-SV și care afectează arii extrem de întinse;
- tendința pentru procese rapide de rupere, implicând valori mari ale căderii de tensiune în comparație cu evenimentele de suprafață de aceeași mărime.

Testele au arătat că nivelul hazardului calculat, folosind procedura deterministă, dezvoltată în cadrul Departamentului de Științe ale Pământului din Trieste (Costa et al., 1993) este foarte sensibil la parametrii structurali, mărimea sursei, mecanismul focal și adâncimea focală. Hazardul seismic, astfel, calculat reproduce destul de bine datele istorice și instrumentale observate pentru cutremurele vrâncene puternice, exceptând valorile din Bazinul Transilvaniei, care sunt supraestimate. O serie de date și rezultate noi are o importanță semnificativă referitor la analiza parametrică a hazardului seismic.

Imaginea tomografică recentă a regiunii Vrancea (Martin et al., 2001) indică prezența unui corp mai cald de viteză joasă localizat în astenosferă, la NV de corpul litosferic subdus. Acesta poate acționa ca un filtru foarte puternic care atenuează propagarea undelor seismice (în special la frecvențele înalte) către Bazinul Transilvaniei, explicând în acest fel valorile scăzute ale mișcării terenului observate în această zonă;

Pentru cutremurele vrâncene recente de magnitudine moderată ( $M \sim 5$ ), numărul înregistrărilor instrumentale a crescut considerabil datorită instalării în cooperare cu Universitatea din Karlsruhe a unei noi rețele de accelerometre digitale (35 de instrumente în prezent), și experimentului de tomografie seismică CALISTO (120 de instrumente operaționale timp de 6 luni în 1999). Analiza preliminară a distribuției accelerației (vitezei) maxime a terenului pentru cutremurele vrâncene recente (Bonjer et al., 2001) arată rolul major al structurii, care pare să domine în cele mai multe cazuri influența mecanismului focal asupra distribuției hazardului seismic.

Modul probabilistic permite incorporarea incertitudinilor și a frecvențelor de producere a cutremurelor. Reflectă destul de bine starea de cunoaștere sau de necunoaștere. Deoarece hazardul se exprimă printr-o probabilitate de depășire a unui nivel al mișcării solului, poate fi comparat cu alte tipuri de hazard sau risc.

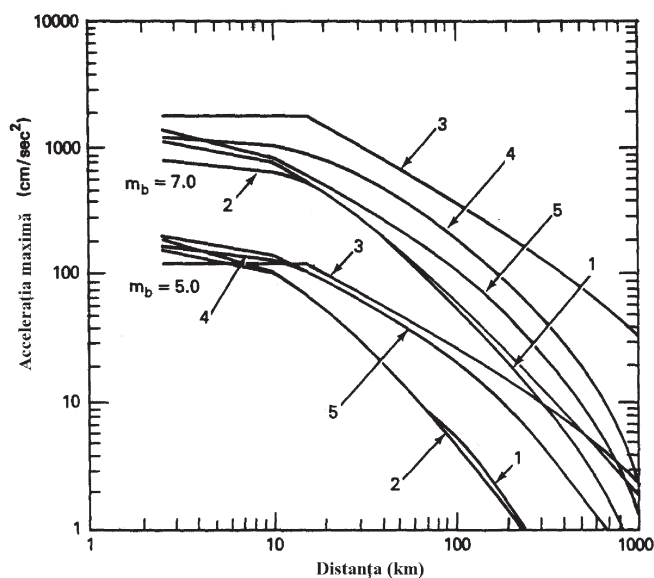
Dezavantajele analizei probabilistice provin chiar din proprietățile și caracteristicile care fac această analiză un instrument atât de puternic. Mari cantități de date și teorii pot fi integrate și procesate în scopul analizei finale a hazardului.



O problemă legată de această integrare este pierderea transparenței, definită ca abilitatea de a privi analiza hazardului și de a înțelege acei factori care influențează cel mai mult hazardul și de a defini natura pericolului cutremurelor pentru diferite niveluri ale hazardului. De obicei, ultima etapă a analizei probabiliste a hazardului seismic este trasarea unui grafic care să dea probabilitatea anuală de depășire în funcție de accelerația maximă a solului. Această relație este folosită de experții, dar publicul larg nu găsește nici o legătură între aceste accelerații și familia de cutremure istorice sau instrumentale cu care sunt familiari.

O altă problemă este legată de faptul că ieșirile din această analiză sunt puternic legate de intrări, ieșirile fiind la fel de bune (proaste) ca și intrările.

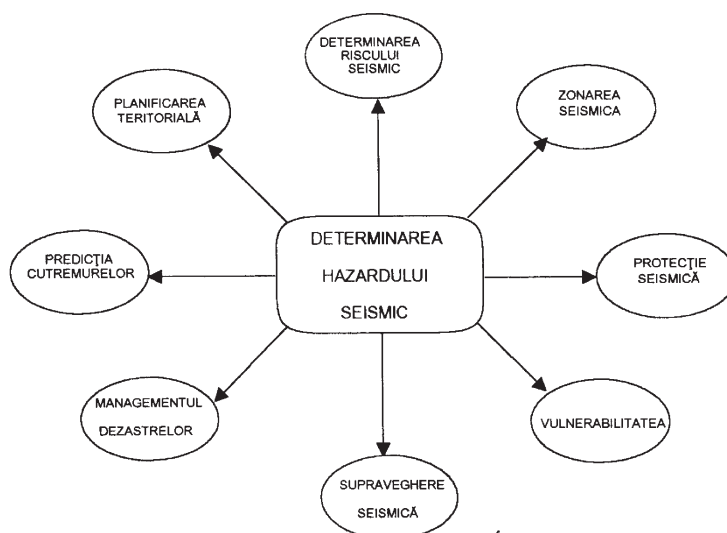
Analiza probabilistică nu este dependentă numai de intrări, ci și de metodele folosite.



**Figura 5 - Diferite estimări de modele ale accelerației maxime a pământului pentru cutremure cu  $m_b = 5$  și 7, produse în estul Statelor Unite (după Bernreuter, 1989)**

Faptul că analiza probabilistică oferă un cadru explicit de incorporare al incertitudinilor este o lamă cu două muchii. Rezultatele hazardului seismic care au benzi largi de incertitudine, sensibilitate mare și diferențe mari între valorile centrale (media și mediana) sunt greu de folosit de cei ce doresc să le aplice (figura 5).

Importanța evaluării hazardului seismic poate fi ușor apreciat din numeroasele aplicații ale acestuia, așa cum este prezentat în diagrama 1.



**Diagrama 1. Aplicațiile hazardului seismic (după GSHAP)**

#### **4.1 Metode statistice de estimare a unor parametri utili în determinarea hazardului seismic.**

Mulți autori fac deosebirea între securitatea publică (pierderi de vieți omenești) și pierderile economice, datorită factorilor implicați. Riscul primar este dat de pierderile de vieți omenești, în timp ce pierderile economice sunt pe planul al doilea. În cele ce urmează, însă, Lomnitz (1974) presupune că există o corelație între riscul dat de pierderile de vieți omenești și pierderile economice.

Pentru estimarea hazardului seismic sunt folosite diferite metode care pot fi clasificate după modul de abordare: o abordare pur statistică sau o abordare fizică ce ține cont de rezultatele geofizice de natură deterministă.

Metodele ce vor fi prezentate sunt clasificate astfel:

- 4.1.1 Metoda valorilor extreme,
- 4.1.2 Metoda Bayesiană,
- 4.1.3 Metoda optimizărilor,
- 4.1.4 Metoda compoziției,
- 4.1.5 Metoda zonării,
- 4.1.6 Metoda simulării.

##### **4.1.1 Metoda valorilor extreme**

Această metodă este folosită în special atunci când se lucrează cu valorile extreme ale unei variabile statistice, cum ar fi magnitudinea sau accelerația maximă a solului.

Câteva dintre avantajele practice mai importante sunt:

- a. Valorile extreme ale unei variabile geofizice sunt mai bine cunoscute, mai omogene în timp și mai precis determinate față de evenimentele medii dintr-o serie de timp.
- b. Metoda nu necesită o cunoaștere detaliată a distribuției de bază.
- c. Metoda este ușor de folosit și de înțeles. Implică puține ipoteze și de aceea incertitudinile sunt ușor de discutat.

Aceste avantaje sunt însoțite de pericolul de a se încerca extrapolarea relațiilor în afara domeniului pentru care avem date. În plus, variabilele geofizice sunt influențate de variații seculare, cum ar fi schimbările climatice sau fluctuațiile în activitatea seismică. Aceste variații, care nu sunt bine observate sau sunt prost înțelese tind să invalideze orice predicție statistică bazată pe presupunerea staționarității. Corelațiile pe termen lung în date, care includ efectele seculare, introduc erori neconservative în estimările valorilor extreme. Astfel, maximul prezis tinde să fie corelat pozitiv cu perioada de observație.

Cu toate acestea, metoda valorilor extreme va continua să joace un rol esențial în estimarea riscului seismic, în combinație cu alte metode.

#### **4.1.2 Metoda Bayesiană**

Metoda Bayesiană pentru estimarea hazardului seismic a fost aplicată prima oară în Mexic, de către Esteva.

Metoda se bazează pe folosirea tuturor datelor relevante. Astfel, datele primite de la sistemele vecine analoage, sau modelele geofizice, cum ar fi estimările ratei seculare de acumulare a tensiunilor, pot fi folosite la modificarea ipotezelor inițiale prin folosirea teoremei lui Bayes.

Avantajul acestei metode constă în flexibilitatea sa: noi date pot fi foarte ușor introduse și folosite pentru îmbunătățirea estimărilor, adică rezultatele unei estimări bayesiene pot servi ca ipoteze inițiale pentru estimările viitoare. Acest caracter cu sfârșit deschis este foarte atractiv datorită schimbărilor rapide ce au loc în științele legate de Fizica Pământului.

Pe de altă parte, stabilirea probabilităților prioritare pentru o ipoteză inițială poate implica o decizie arbitrară din partea utilizatorului. De exemplu, suntem tentați să folosim datele regionale ale cutremurelor mici ca punct de plecare pentru estimările Bayesiene de producere a șocurilor mari într-o regiune dată. Modelul statistic ce trebuie folosit va fi diferit în funcție de judecata personală a utilizatorului. Se urmărește folosirea unei anumite probabilități prioritare, pentru a se obține un consens ce duce la creșterea utilității metodei Bayesiene, prin luarea în considerație a tuturor factorilor heterogeni ce pot contribui la determinarea hazardului seismic.

Această metodă aplicată pe o distribuție de tip binomial a evenimentelor, se poate folosi pentru estimarea probabilistică a intervalelor de interapariție a viitoarelor cutremure puternice și a magnitudinii maxime așteptate, plecând de la următoarele ipoteze de lucru:

- producerea evenimentelor seismice este aleatorie având probabilitățile anterioare  $P(T_j)$  asociate egale;
- funcția de probabilitate este de tip binomial.

Probabilitatea anterioară  $P(T_j)$  se definește ca fiind probabilitatea realizării evenimentului  $T_j$ , constând în obținerea unui interval de interapariție de lungime  $T_j$  estimată înaintea unui nou experiment. În mod corespunzător vom numi probabilitatea posterioară  $P(T_j/M)$ , probabilitatea condiționată ca după producerea experimentului să se realizeze evenimentul  $T_j$  pentru valoarea  $M$  a magnitudinii cutremurului produs.

Pentru determinarea probabilității de apariție a unui interval de lungime  $T_j$  pentru un cutremur de magnitudine  $M_j$ , vom considera drept câmp de probabilitate mulțimea perechilor constând din valorile  $M_i$  ale magnitudinilor cutremurelor puternice și timpii de interapariție consecutivi ( $T_j$ ).

Fie  $X_{ij}$ , numărul de evenimente favorabile în care se realizează condiția ca unei magnitudini  $M_i$  să i se asocieze intervalul  $T_j$ , reprezentând timpul până la viitorul cutremur. Notăm dimensiunea eșantionului considerat cu  $n$ , reprezentând numărul total de valori corespunzătoare cutremurelor puternice conținute în setul adoptat de date. Vom alege ca estimator al parametrului  $p$  în distribuția binomială, frecvența de apariție a evenimentului favorabil:

$$p_{ij} = \frac{X_{ij}}{n} \quad (20)$$

Conform distribuției binomiale, probabilitatea totală pentru a avea  $X_{ij}$  cazuri favorabile pentru o valoare dată a estimatorului  $p_{ij}$ , este:

$$P(X_{ij} / p_{ij}) = C_n^{X_{ij}} p_{ij}^{X_{ij}} (1 - p_{ij})^{n - X_{ij}} \quad (21)$$

Pentru analiza relației dintre probabilitatea anterioară și cea posterioară adoptăm teorema lui Bayes:

$$P(T_j / M) = \frac{P(T_j)P(M / T_j)}{P(T_n)P(M / T_n)} \quad (22)$$

Ținând cont de ultimele două relații obținem probabilitățile Bayesiene posterioare  $P(p_{ij}/X_{ij})$ , unde rolul timpului de interapariție ( $T_j$ ) este jucat de parametrul ( $p_j$ ):

$$P(p_{ij} / X) = \frac{C_n^X p_{ij}^X (1 - p_{ij})^{n - X}}{C_n^X p_{ij} (1 - p_{ij})^{n - X}} \quad (23)$$

#### 4.1.3 Metoda optimizărilor

Prin metodele optimizărilor înțelegem toate tehnicile de analiză a sistemelor și de luare a deciziilor cum ar fi: teoria jocurilor, programarea liniară și dinamică, cât și toate tehnicile de cercetare operațională. Aceste metode își au aplicarea imediată în studiul surselor potențiale ale

hazardului seismic. Aceste tehnici sunt folosite din păcate a posteriori, după instalarea unei centrale nucleare pe alte criterii, decât cele enumerate mai sus.

Teoria jocurilor se aplică în cazurile în care decizia joacă un rol important în determinarea riscului seismic.

Optimizarea riscului seismic poate fi aplicată în proiectarea structurilor. În cele mai multe cazuri structurile sunt subestimate în termenii pagubelor probabile medii.

#### 4.1.4 Metoda compoziției

Fie  $A$ , locul unde se dorește estimarea riscului seismic. În cele mai bune cazuri avem înregistrări ale accelerației maxime pentru o perioadă de mai mulți ani, pe care le putem folosi în studii de predicție folosind una din metodele precedente. De cele mai multe ori pentru locul  $A$  nu avem date relevante despre accelerațiile locale și nici alte observații seismice. În acest caz, lista accelerațiilor din trecut se poate calcula pentru locul  $A$  pe baza magnitudinilor și distanțelor epicentrale ale șocurilor determinate în regiune.

Aceste metode indirecte de estimare se numesc metode de compoziție. Acuratețea lor depinde de ipotezele și formulele folosite. Factorii locali geologici sunt foarte rar luați în considerație într-un mod satisfăcător. Cu toate acestea, metoda compoziției reprezintă de cele mai multe ori singurul mod practic de rezolvare a problemelor riscului seismic, în locurile în care nu avem date instrumentale.

Fie  $a(M, \Delta)$ , accelerația estimată ca funcție de magnitudine și distanța epicentrală, dacă funcția  $a(M, \Delta)$  este liniară în  $M$  și  $\Delta$ , se poate obține distribuția  $f(a)$  a accelerațiilor în amplasament ca o convoluție a distribuției magnitudinilor și distanțelor cu funcția  $a$ . Liniarizarea se poate obține printr-o schimbare de variabilă. Distribuția distanței epicentrale diferă de la loc la loc.

Fie  $f_i(M)$ , distribuția magnitudinii la al  $i$ -lea epicentru. Probabilitatea de producere a unui cutremur cu magnitudinea mai mică decât  $M_c$  va fi:

$$p_i = 1 - \exp(-\beta_i M_c) \quad (24)$$

Dacă definim  $M_c$ , ca fiind magnitudinea care produce o accelerație critică  $a_c$  la distanța  $\Delta_i$ , variabila (cantitatea)  $p_i$  reprezintă probabilitatea ca un cutremur cu epicentrul în  $i$  să nu producă o accelerație mai mare decât  $a_c$  în locul respectiv.

Folosind funcția  $a$  putem calcula magnitudinile critice  $M_{critic}$  pentru toate evenimentele din catalogul de cutremure. Pentru normarea probabilității  $p_i$ , vom folosi  $M_c = M_{critic} - M_{min}$ , unde  $M_{min}$  este magnitudinea de prag.

Compunerea probabilităților pentru toate cutremurele din catalog va da:

$$P = \prod_i p_i \quad (25)$$

Această tehnică de calcul presupune că perioada pe care se întinde catalogul este destul de lungă, astfel încât, distribuția epicentrelor să fie reprezentativă pentru regiunea considerată. Practic, distribuția  $f_i(M)$  a magnitudinii nu poate fi determinată pentru fiecare epicentru în parte. Se presupune în schimb că,  $f(M)$  variază foarte puțin peste întreaga regiune, astfel încât, să putem adopta valori caracteristice ale lui  $\beta$  pentru diferite provincii geologice.

Metoda compoziției ar putea fi mult îmbunătățită dacă s-ar incorpora efectiv factorul local în procedura de calcul.

#### 4.1.5 Metoda zonării

Subdivizarea regiunilor în zone cu răspuns diferit la acțiunea cutremurelor este un obiectiv esențial al estimării riscului seismic.

Schemele cele mai folositoare trebuie să fie atât generale, dar și foarte detaliate.

Hărțile de zonare generală pot fi bazate obiectiv pe diferențele calitative în răspunsul la acțiunea cutremurelor.

Zonarea la scară mică încorporează informații reale despre condițiile locale și se mai numește și microzonare.

#### 4.1.6 Metoda simulării.

Procesul de producere al cutremurelor poate fi simulat în multe feluri. Pot fi folosite modelele fizice, ca de exemplu modelul lui Burridge și Knopoff (1967), model care reproduce proprietățile de grupare observate în secvențele de replici.

Simularea se face în doi pași:

- primul pas generează o secvență distribuită Poisson de evenimente cu media  $\lambda$
- al doilea pas asociază fiecărui eveniment o magnitudine care va fi distribuită exponențial cu media  $1/\beta$ . Acesta va genera o secvență de evenimente cu magnitudini mai mari sau egale cu zero.

Nu este dificilă simularea pe calculator a secvențelor de pseudo cutremure, datele fiind generate cu ajutorul diferitelor modele.

Tabelul 1 dă câteva dintre modelele care au fost folosite în tehnicile de simulare pentru aplicații tipice.

**Tabelul 1. Tehnici de simulare**

Model	Aplicare
Modelul celui mai mare cutremur	Perioada de revenire a celui mai mare eveniment
Procesul Boltzmann	Seismicitate regională, secvențe de replici
Procesul Kolmogorov	Distribuția magnitudinii
Procesul Pareto	Cea mai mare magnitudine într-o regiune dată
Procesul Neyman-Scott	Gruparea în spațiu și timp a replicilor



#### 4.2 Modele statistice folosite în studiul hazardului seismic

Metodologia clasică de zonare seismică a unui teritoriu pentru magnitudinea maximă așteptată ( $M_{max}$ ) se bazează pe principiul transformării informațiilor geologice, seismice și de altă natură, din forma calitativă, oferită de datele existente (hărți geologice, zonări istorico-tectonice, manifestări ale vulcanismului neogen și cuaternar, etc.) într-o formă cantitativă, prin definirea unor funcții care asociază elementelor de natură calitativă menționată mai sus).

Pentru aflarea magnitudinii maxime așteptate se proceda în metodologia clasică prin asocierea diferitelor grade de manifestare a proprietăților sus menționate cu frecvențele relative de apariție ale lor.

Se obțineau funcțiile  $f: X \rightarrow Y$  cu ajutorul cărora se construia funcția :  $M = f(X_1, \dots, X_N) = Z$

Deducerea funcției  $Z$  se făcea prin metoda celor mai mici pătrate.

Menționăm că această metodă este practicabilă doar pentru cutremurele de suprafață și nu poate fi aplicată celor intermediare.

De aceea au fost preferate modelele statistice de calcul al hazardului seismic, modele prezentate în cele ce urmează.

##### 4.2.1 Modelul lui Epstein și Lomnitz ( Gumbel I) aplicat la determinarea hazardului seismic

Teoria valorilor extreme a lui Gumbel presupune existența a trei tipuri de distribuții asimptotice ale valorilor extreme (sau funcția distribuției cumulative) după cum variabila este nelimitată, limitată inferior și respectiv limitată superior.

În cazul aplicării teoriei valorilor extreme, la apariția cutremurelor de magnitudine maximă se consideră următoarele ipoteze pentru intervalul de observație ales, lung în comparație cu intervalele dintre maximele observate (Yegulap, Kuo, 1974):

1. Apariția unui cutremur de magnitudine maximă într-o anumită regiune seismică, într-un anumit interval de timp, este un eveniment aleatoriu, independent.
2. Comportarea unui cutremur de magnitudine maximă în viitor va fi similară cu aceea din anii anteriori de observație.

În apariția cutremurelor de magnitudine maximă s-au considerat numai prima și a treia distribuție. În cele ce urmează vom prezenta prima distribuție asimptotică pe baza căreia s-au determinat unii parametri statistici legați de estimările de risc seismic (Epstein și Lomnitz, 1966).

S-a admis că numărul anual de cutremure este o variabilă aleatoare de tip Poisson cu media  $\alpha$ , iar magnitudinea  $x$  este o variabilă aleatoare având funcția de distribuție cumulativă:

$$F(x) = P(X \leq x) = 1 - e^{-\beta x}; x \geq 0 \quad (26)$$

Atunci  $Y$ , magnitudinea maximă anuală are următoarea funcție de distribuție cumulativă:

$$G(y) = P(Y \leq y) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{e^{-\alpha} \alpha^k}{k!} (F(y))^k; (y \geq 0) \quad (27)$$

$$G(y) = e^{-\alpha[1-F(y)]} = e^{-\alpha \cdot e^{-\beta y}} = e^{-e^{\beta(u-y)}}; \alpha = e^{\beta u} \quad (28)$$

unde  $u$  este magnitudinea modală, adică cea mai probabilă sau cea mai frecventă magnitudine maximă anuală.

Dacă aranjăm magnitudinile maxime în ordine crescătoare obținem:

$$G(y_j) = \frac{j}{N+1} \quad (29)$$

unde:  $N$  este numărul de intervale măsurate în ani,

$j$  este numărul de ordine atașat magnitudinilor.

Valorile  $\beta$  și  $u$  sunt calculate prin aplicarea metodei celor mai mici pătrate ecuației (30)

$$-\ln[-\ln G(x)] = \beta x - \beta y \quad (30)$$

Deoarece  $\alpha \exp(-\beta y)$  este numărul așteptat de cutremure  $N_y$ , într-o perioadă de un an având magnitudinea  $M > y$  avem că:  $\log N_M = \ln \alpha - \beta M$  relație care este de același tip cu relația empirică:

$$\log N_M = a - bM. \quad (31)$$

Parametrii  $a$  și  $b$  sunt dați de :

$$a = \frac{\ln \alpha}{\ln 10} = \frac{\beta u}{\ln 10}; \text{ și } b = \frac{\beta}{\ln 10} \quad (32)$$

Perioada medie de revenire  $T$  dintre două cutremure cu magnitudinea mai mare decât  $M$  este dată de:

$$T_M = \frac{1}{N_M} \quad (33)$$

Avantajul acestei abordări este că, o serie de parametri pot fi estimați cu ajutorul valorilor  $\beta$  și  $\alpha$  determinate pentru seria temporală de cutremure considerată (Epstein și Lomnitz, 1966; Lomnitz, 1974) după cum urmează:

-magnitudinea medie a tuturor cutremurelor cu magnitudinea  $M > 0$  și care se produc în zona seismică analizată este:

$$\bar{M} = \frac{1}{\beta} \quad (34)$$

-magnitudinea medie a tuturor cutremurelor dintr-o regiune este:

$$\bar{M} = M_{\min} + \beta^{-1} \quad (35)$$

unde:  $M_{\min}$  este limita inferioară din seria de magnitudini considerată;

-magnitudinea maximă anuală modală:

$$\tilde{M} = \frac{\ln \alpha}{\beta} \quad (36)$$

-magnitudinea modală în  $D$  ani:

$$\tilde{M}_D = \frac{\ln(\alpha D)}{\beta} = \tilde{M} + \frac{\ln D}{\beta} \quad (37)$$

-magnitudinea maximă anuală, care este depășită cu probabilitatea  $p$ :

$$M_P = \tilde{M} - \frac{\ln[-\ln(1-p)]}{\beta} \quad (38)$$

-magnitudinea maximă care este depășită cu probabilitatea  $p$  într-o perioadă de  $D$  ani:

$$M_P(D) = M_P + \frac{\ln D}{\beta} \quad (39)$$

-hazardul seismic, dat de probabilitatea de producere a unui cutremur cu magnitudinea mai mare sau egală cu  $M$  într-o perioadă de  $D$  ani:

$$H_D(M) = 1 - \exp(-\alpha D e^{-\beta M}) \quad (40)$$

#### 4.2.2 Modelul Gumbel III (al valorilor extreme) aplicat la determinarea hazardului seismic

Presupunerea că evenimentele seismice sunt distribuite Poisson conduce la relația simplă între probabilitățile de apariție,  $P$ , a valorilor extreme și frecvența cumulativă de apariție,  $N$ :

$$P(M \leq m) = \exp[-N(M \geq m)] \quad (41)$$

O soluție generală a relației cumulative frecvență-magnitudine este dată de Jenkinson (1955) ca fiind:

$$N(m) = \left\{ \frac{w-m}{w-u} \right\}^{\frac{1}{\lambda}} \quad (42)$$

care este valabilă pentru toate tipurile de distribuții asimptotice: nemărginită (tipul I), mărginită inferior (tipul II) și mărginită superior (tipul III), în funcție de parametrii  $w$ ,  $u$  și  $\lambda$ .

Metoda valorilor extreme a lui Gumbel III ia în considerare curbarea graficului la magnitudini mari.

Acest tip de distribuție a fost observat și analizat de mai mulți autori printre care și: Yegulap și Kuo (1974), Burton et al. (1978, 1979, 1983), Makropoulos (1978) și Karnik și Schenkova (1978).

A treia distribuție asimptotică conduce la următoarea formă a probabilității:

$$P(m) = \exp \left[ - \left( \frac{w-m}{w-u} \right)^{\frac{1}{\lambda}} \right] \quad (43)$$

unde:  $w$  este limita superioară sau limita rangului valorii extreme, în cazul nostru reprezintă limita maximă a magnitudinii;

$u$  este valoarea extremă caracteristică, asociată unității de timp;

$\lambda$  dă curbarea asimptotică la marginea superioară la probabilități anuale mici sau la perioade de revenire mari;

$P$  este probabilitatea de a nu se obține magnitudini mai mari ca  $m$ :  $P(w)=1$  și  $P(u)=1/e$ .

Fie  $m_i (i=1, j)$ , unde  $j$  este numărul total al intervalelor extreme conținute într-un catalog de cutremure (se utilizează de obicei extremul anual). Magnitudinile sunt aranjate în ordine crescătoare cu o probabilitate  $P$  de a fi un extrem.

Acastă probabilitate este dată de Gringorton (1963):

$$P(m_i) = \frac{i - 0.44}{j + 0.12} \quad (44)$$

unde  $i$  este rangul numărului.

Probabilitatea de a fi un extrem pentru  $N$  ani este legată de probabilitatea de a fi maxim anual prin relația:

$$P(m_i) = P_i^N(m) \quad (45)$$

O descriere completă a tehnicilor de fitare a curbelor prin metoda neliniară a celor mai mici pătrate, cu includerea incertitudinilor este dată de Burton, 1979. Metoda permite estimarea incertitudinilor,  $\delta_{mi}$ , pentru fiecare valoare maximă  $m_i$  a magnitudinii și incorporează calcularea matricei covariante,  $\varepsilon$ , care are forma:

$$\varepsilon = \begin{bmatrix} \sigma_w^2 & \sigma_{wu}^2 & \sigma_{w\lambda}^2 \\ \sigma_{uw}^2 & \sigma_u^2 & \sigma_{u\lambda}^2 \\ \sigma_{\lambda w}^2 & \sigma_{\lambda u}^2 & \sigma_{\lambda}^2 \end{bmatrix} \quad (46)$$

Deoarece  $P(m)$  este probabilitatea ca o magnitudine să nu fie depășită în timpul următorului interval de timp, perioada medie de revenire  $T$ , în ani, asociată unui cutremur cu magnitudinea mai mare ca  $m$  este, pentru extremele anuale:

$$T = \frac{1}{1-P(m)}. \quad (47)$$

Înlocuind în relația (43) obținem:

$$m_T = w - (w - u) \left[ -\ln P(m) \right]^\lambda \quad (48)$$

Din ultimele două ecuații se poate obține magnitudinea celui mai mare cutremur cu perioada de revenire egală cu  $t$  ani, notată cu  $m_T$  și limitele de siguranță pot fi introduse cu ajutorul matriciei de covarianță:

$$\sigma_{m_T}^2 = \sigma_w^2 \left( \frac{\partial m}{\partial w} \right)^2 + \sigma_u^2 \left( \frac{\partial m}{\partial u} \right)^2 + \sigma_\lambda^2 \left( \frac{\partial m}{\partial \lambda} \right)^2 + 2\sigma_{w\lambda}^2 \left( \frac{\partial m}{\partial w} \right) \left( \frac{\partial m}{\partial \lambda} \right) \dots \quad (49)$$

Toate elementele covarianței trebuie folosite datorită importanței corelației negative dintre  $w$  și  $\lambda$ .

#### 4.2.3. Modelul Der Kiureghian și Ang de determinare a hazardului seismic.

Der Kiureghian și Ang (1977) au construit un model de hazard seismic care să reflecte teoriile existente cu privire la mecanismul cutremurelor și caracteristicile acestora. Spre deosebire de modelele clasice de hazard seismic, care consideră sursa seismică punctuală subestimând energia seismică eliberată în timpul unui cutremur, modelul de față include efectele legate de mecanismele de rupere din sursa seismică.

Modelul are la bază următoarele ipoteze pentru o sursă dată:

1. Cutremurul este o secvență intermitentă de rupere sau alunecări pe planul de falie;
2. Rupurile pornesc dintr-un punct (focar) și se propagă simetric de o parte și de alta a acestuia;
3. Se emite energie cu aceeași pondere de către rupurile din oricare porțiune a faliei;
4. Există o relație între magnitudinea cutremurelor și lungimea de rupere  $s=s(m)$ ;
5. Focarul unui cutremur poate apare cu aceeași probabilitate oriunde într-o sursă dată;
6. Adâncimea focală medie a cutremurelor în fiecare sursă este constantă și cunoscută;
7. Intensitatea mișcării într-un loc este funcție de magnitudine și de distanța cea mai apropiată de falie;

Din ipoteza 3 rezultă:

- a. Nu există zone ale faliei cu emisie preferențială de energie;
- b. Hazardul într-un loc este determinat de porțiunea din falie cea mai apropiată de el;
- c. Energia emisă în timpul unui cutremur se distribuie pe toată zona de rupere.

Pentru o sursă și o perioadă de timp date avem:

$$\lg N(m) = a - b; \text{ sau } M(m) = e^{\alpha - \beta m} \quad (50)$$

unde:  $\alpha = a \ln 10$ ;  $\beta = b \ln 10$ ;

- $n(m)$  este numărul de cutremure cu magnitudini mai mari sau egale cu  $m$ ;
- literele mari ( $M$ ) reprezintă variabilele aleatoare;
- literele mici ( $m$ ) reprezintă valorile specificate ale variabilelor aleatoare.

Fie  $m_0$ , cea mai mică magnitudine de interes pentru hazardul seismic și  $m_s$  magnitudinea maximă posibilă pentru sursa dată. Din relația (50) se obține distribuția magnitudinilor:

$$F_M(m) = P(M < m \mid m_0 \leq m \leq m_s) = \frac{N(m_0) - N(m)}{N(m_0) - N(m_s)} = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_s-m_0)}}; m \leq m \leq m_s \quad (51)$$

Funcția densității de probabilitate este:

$$f_M(m) = \frac{dF_M(m)}{dm} = \begin{cases} \frac{\beta e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_s-m_0)}} & , m \leq m_0 \leq m_s \\ 0 & , m \leq m_0 \cap m \geq m_s \end{cases} \quad (52)$$

Hazardul seismic este determinat sub forma probabilității anuale de depășire sau a perioadei de revenire a unui nivel de intensitate. Fie  $n$ , surse potențiale de cutremure care determină hazardul seismic într-un anumit loc. Rata de apariție medie în fiecare sursă este  $v_i$ , dacă într-o sursă  $i$  oarecare apare un cutremur de magnitudine  $m \geq m_0$ , probabilitatea ca intensitatea aleatorie  $Y$  în locul respectiv să fie mai mare decât valoarea  $y$  este:

$$P(Y > y) = \sum_{i=1}^n P(Y > y \mid E_i) P(E_i) \quad (53)$$

unde:  $E_i$  este evenimentul apariției unui cutremur cu  $m \geq m_0$  în sursa  $i$ ;

$P(E_i)$  este probabilitatea evenimentului  $E_i$ .

În ipoteza că apariția viitoare a cutremurelor în regiunea studiată este un proces Poisson cu rata medie  $v$  se poate arăta că:

$$P(Y > y)_{lan} = 1 - \left[ \exp - \sum_{i=1}^n P(Y > y \mid E_i) V_i \right] \cong \sum_{i=1}^n P(Y > y \mid E_i) V_i \quad (54)$$

Perioada de revenire corespunzătoare va fi:

$$T = \frac{1}{P(Y > y)_{lan}} \cong \frac{1}{\sum_{i=1}^n P(Y > y \mid E_i) V_i} \quad (55)$$

Dacă se presupune că activitatea seismică este uniformă pe toată aria  $A$ , a celor  $n$  surse potențiale, atunci:

$$v_i = \frac{A_i}{A} \quad (56)$$

unde:  $V$  este rata medie de apariție în aria  $A$ ,

$A_i$  este aria sursei  $i$ .

Probabilitatea va fi:

$$P(Y > y)_{lan} = \frac{V}{A} \sum_{i=1}^n P(Y > y \mid E_i) A_i \quad (57)$$



Deci pentru determinarea probabilității anuale de depășire este necesară cunoașterea probabilității:  $P(Y > y | E_i) A_i$  pe care o vom nota cu  $P_i(y)$ . Această probabilitate depinde de tipul sursei seismice și de poziția locului față de sursă. Der Kiureghian și Ang introduc trei tipuri idealizate de surse care să modeleze toate sursele potențiale, care ar putea determina hazardul seismic într-un loc oarecare. Cele trei tipuri de surse sunt:

- tipul 1: falie bine definită ( de exemplu: falia San Andreas).
- tipul 2: o arie cu direcția faliei cunoscută. În acest model nu se cunoaște localizarea exactă a faliei față de punctul de observație, dar se cunoaște orientarea ei dominantă.
- tipul 3: o arie cu falii necunoscute. Nu se cunosc nici localizările faliilor și nici orientările lor.

Pentru evaluarea hazardului seismic într-un punct, trebuie mai întâi considerate sursele potențiale din jurul punctului, care pot contribui semnificativ la hazardul seismic în punctul respectiv. Apoi, în funcție de tipul de sursă, se calculează  $P_i(y)$  și  $P(Y > y)_{lan}$ .

Ca o regulă generală, toate sursele potențiale situate până la 300km în jurul punctului trebuie incluse în analiza hazardului seismic. Aria acoperită depinde de  $m_s$  (cea mai mare magnitudine așteptată în sursă) și de adâncimea focală medie.

#### 4.2.4 Aplicarea modelului lui McGuire la determinarea hazardului seismic

Acest model de estimare a hazardului seismic se bazează pe o distribuție a magnitudinii, limitată atât inferior, cât și superior.

Probabilitatea de apariție a unui cutremur cu magnitudinea  $M$  mai mare sau egală cu o magnitudine dată  $m$  va fi dată de relația:

$$P(M \geq m) = \frac{\exp(-\beta m) - \exp(-\beta M_{\min})}{\exp(-\beta M) - \exp(-\beta M_{\max})} \quad (58)$$

unde:  $M_{\min}$  este limita inferioară a magnitudinii pentru care setul de date este complet,

$M_{\max}$  este magnitudinea maximă posibilă,

$$\beta = b \ln 10$$

Valoarea magnitudinii maxime posibile va fi dată de:

$$M_{\max} = M(n)^{\frac{n+1}{n}} \quad (59)$$

unde:  $M(n)$  este magnitudinea maximă observată într-un set de  $n$  date.

Expresia hazardului seismic va fi dată de:

$$H(m, T) = 1 - \left[ \frac{\tau}{\tau + TP(M \geq m)} \right]^{n+1} \quad (60)$$

unde:  $\tau$  este intervalul de timp în care observațiile sunt distribuite,

$T$  este intervalul de timp luat în calculul hazardului seismic,

$n$  este numărul evenimentelor cu magnitudinea mai mare ca  $M_{min}$ .

Perioada medie de revenire corespunzătoare acestui model de hazard va fi:

$$T_r = \frac{1}{H(m,1)} = \frac{1}{1 - \left[ \frac{T}{T + P(M \geq m)} \right]^{n+1}} \quad (61)$$

#### 4.2.5 Aplicarea modelului probabilității maxime la determinarea unor parametri necesari în calculul hazardului seismic

Avantajul acestui model este dat de faptul că, spre deosebire de modelul anterior, permite folosirea cataloagelor mixte ce conțin atât date istorice incomplete, cât și date instrumentale complete. Modelul ține cont atât de pragul variabil de detecție a aparaturii folosite în timp, cât și de incertitudinea în determinarea magnitudinii (Mârza et al., 1991).

Modelul permite calcularea unora dintre parametrii de bază necesari în determinarea hazardului seismic: magnitudinea maximă, rata activității seismice și parametrul  $b$  din relația frecvență-magnitudine.

Presupunem că putem împărți catalogul în două părți: prima parte conținând informații despre evenimentele istorice, iar a doua parte conține evenimentele seismice înregistrate digital, complete pentru diferite magnitudini în funcție de timp.

Magnitudinile cutremurelor din catalog diferă de cele adevărate din cauza erorilor de observație. Incertitudinea în exprimarea magnitudinii este dată de două valori:  $x_a$  și  $x_b$ , unde  $x_a$  este limita minimă și  $x_b$  este limita maximă a magnitudinii. Se presupune că valoarea reală necunoscută  $x$  a magnitudinii aparține intervalului  $(x_a, x_b)$ .

Considerând că, seismele sunt distribuite Poisson și au rata activității  $\lambda$  și că magnitudinea este distribuită urmând distribuția Gutenberg-Richter, atunci distribuția exponențială cumulativă dublu trunchiată poate fi scrisă:

$$F(x|m) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2}; \quad (62)$$

unde:  $A_1 = \exp(-\beta m)$ ,  $A_2 = \exp(-\beta M_{max})$ ,  $A(x) = \exp(-\beta x)$ ,  $x \in (m, M_{max})$ ;

$m$  este magnitudinea de prag cunoscută;

$\beta$  este un parametru dat de relația:  $b = \frac{\beta}{\ln 10}$

Parametrii de seismicitate ce trebuie determinați sunt:  $\theta = (\beta, \lambda)$  și  $M_{max}$

Probabilitatea ca în intervalul de timp  $t$  să nu se producă nici un cutremur sau ca toate cutremurele ce se produc să aibă magnitudinea mai mică decât  $x$  (Epstein și Lomnitz, 1966; Benjamin și Cornell, 1970) este:

$$G(x|m_0, t) = \exp\{-v_0 [1 - F(x|m_0)]\} \quad (63)$$

unde :  $v_0 = \lambda[1 - F(m_0 | m_{\min})]$

$m_0$  este magnitudinea de prag pentru partea extremă a catalogului:  $m_0 \geq m_{\min}$  ;

$m_{\min}$  este magnitudinea de prag “totală”.

Din relația (63) rezultă că probabilitatea de producere în intervalul de timp  $t$  a celui mai mare cutremur cu magnitudinea cuprinsă între  $x_a$  și  $x_b$  va fi:

$$p(x_a, x_b | m_0, t) = G(x_a | m_0, t) - G(x_b | m_0, t) \quad (64)$$

Funcția de probabilitate a lui  $\theta$  din partea extremă a catalogului va fi:

$$L_0(\theta | x_0) = \text{const} \prod_{i=1}^{n_0} p((x_a)_{0i}, (x_b)_{0i} | m_0, t_i) \quad (65)$$

unde:  $(x_a)_{0i}$  și  $(x_b)_{0i}$  sunt limitele inferioare și superioare ale magnitudinii celui mai mare cutremur ce s-a produs în intervalul de timp  $t_i$  ( $i=1, \dots, n_0$ );

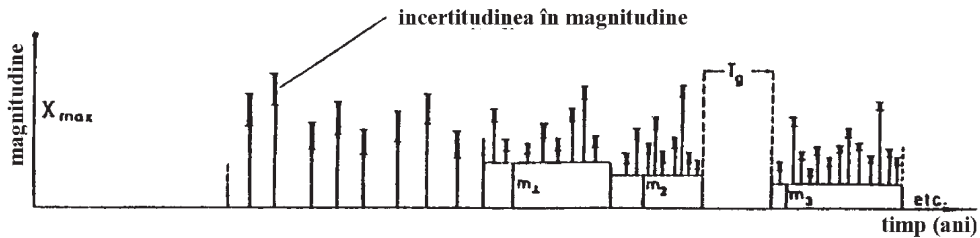
- $n_0$  reprezintă numărul de cutremure existente în partea extremă a catalogului;

-const. este un factor de normare independent de  $\theta$

Limitele magnitudinii sunt grupate într-o matrice  $x_\theta$  ( $x_\theta = \|(x_a)_{0i}, (x_b)_{0i}\|$ ,  $i=1, \dots, n_0$ ), de dimensiune  $n_0 \times 2$ .

Intervalele de timp sunt grupate într-un vector  $t=(t_1, \dots, t_{n_0})$ .

Presupunem că a doua parte a catalogului, partea completă, este divizată în subcataloge ca în figura 6.



**Figura 6.- Ilustrarea unui catalog de cutremure (după Kijko și Sellevoll, 1988)**

Fiecare subcatalog are o durată  $T_i$  și este complet începând cu magnitudinea limită  $m_i$  ( $i=1, \dots, s$ ), unde  $s$  este numărul subcatalogelor.

Vectorii  $x_i$  ( $x_i = \|(x_a)_{ij}, (x_b)_{ij}\|$ ;  $j = 1, \dots, n_i$ ) dau limitele inferioare și superioare ale magnitudinilor din fiecare subcatalog complet.

Dacă mărimea evenimentelor seismice dintr-un subcatalog nu depinde de numărul lor, atunci funcția de probabilitate a lui  $\theta$  pentru fiecare subcatalog poate fi scrisă ca produsul a două funcții:

$$L_i(\theta | x_i) = L_\beta(\beta | x_i) L_\lambda(\lambda | x_i) \quad (66)$$

unde  $i=1, \dots, s$ .

Din relația (65) rezultă că probabilitatea de apariție a unui cutremur cu magnitudinea între  $x_a$  și  $x_b$  este:

$$p(x_a, x_b | m) = F(x_a | m) - F(x_b | m), \quad (67)$$

de unde rezultă că funcția de probabilitate va avea următoarea formă:

$$L_\beta(\beta | x_i) = \text{const} \prod_{j=1}^n p((x_a)_{ij}, (x_b)_{ij} | m_i) \quad (68)$$

Presupunerea că numărul cutremurelor pe unitatea de timp este distribuit Poisson ne conduce la următoarea relație:

$$L_\lambda(\lambda | x_i) = \text{const} \times \exp(-v_i T_i) (v_i T_i)^{n_i} \quad (69)$$

unde:  $v_i = \lambda [1 - F(m_i | m_{\min})]$

$\lambda$  este rata activității totale corespunzătoare pragului minim "total" de magnitudine  $m_{\min}$ . Valoarea lui  $m_{\min}$  este aleasă, astfel încât, să nu depășească valoarea de prag a magnitudinii din fiecare parte a catalogului (fie ea partea extremă sau subcompletă):  $m_{\min} \leq \text{MIN}(m_i), i = 0, 1, \dots, s$

Ultimele patru relații definesc funcțiile de probabilitate ale parametrilor fiecărui subcatalog complet.

Conform principiului combinării datelor (Rao, 1973), probabilitatea reunită bazată pe toate datele este dată de:

$$L(\theta | x) = \prod_{i=1}^{n_0} L_i(\theta | x_i) \quad (70)$$

Prin maximizarea acestei ultime relații obținem o estimare a lui  $\theta = (\beta, \lambda)$ .

#### 4.2.5.1 Aplicații ale teoriei erorilor și repartițiilor empirice în evaluarea hazardului.

##### i) Clasificarea erorilor de măsurare.

Este binecunoscut faptul că nu există operație experimentală de măsurare sau de observație neafectată de erori, iar problema esențială care se pune este, pe de o parte, să se găsească o metodă de lucru cât mai precisă, iar pe de altă parte să se stabilească gradul acestei precizii pentru măsurătorile în teren.

S-a constatat că indiferent de tipul operației de măsurare directă sau indirectă, rezultatul acesteia este afectat de erori inerente. Cu toate că aceste insuficiențe ale măsurătorilor sunt de neînlăturat, trebuie remarcat că erorile produse nu trebuie să depășească anumite limite care se determină prin calcul.

Erorile de măsurare pot fi: erori grosolane, erori sistematice și erori întâmplătoare.

Dacă diferența dintre rezultatul unei măsurători individuale și șirul celorlalte rezultate este prea mare, adică iese din limitele admisibile pentru aceste diferențe, zicem că avem de-a face cu o *eroare grosolană* sau o greșală.

Anumite erori apar distribuite în același sens sau rămân constante în condiții identice de operație, astfel încât nu pot fi eliminate prin repetarea operației, dimpotrivă ele se acumulează. Aceste erori se numesc *erori sistematice* și influența lor asupra măsurătorilor trebuie și poate fi cunoscută și eliminată, sau redusă la un minim nesupăraător.

Pe lângă erorile grosolane și cele sistematice, mai există și erori inerente operațiilor de măsurare și care nu pot fi eliminate sau evitate, așa numitele *erori întâmplătoare* sau statistice. Aceste erori se caracterizează prin faptul că sunt cu totul diferite între ele ca mărime și ca semn, fără să existe o regulă sistematică de ordonare. Se constată însă, că atunci când numărul de măsurători este suficient de mare, rezultatele care conțin numai erori întâmplătoare se distribuie totuși după anumite legi statistice.

Șirul erorilor întâmplătoare este definit în condiții date, prin următoarele caracteristici:

a.Principiul limitativ: erorile întâmplătoare nu pot depăși, în valoare absolută, o anumită limită;

b.Principiul cauzalist: erorile cu o valoare absolută mică sunt mai numeroase decât erorile cu o valoare absolută mare, specific legii valorii erorilor;

c.Principiul distributiv: erorile pozitive sunt tot atât de frecvente ca și erorile negative;

d.Principiul probabilist: media aritmetică a erorilor  $\Delta_i$ , datorate unor măsurători executate cu același grad de încredere asupra uneia și aceleiași mărimi, tinde către zero când numărul de măsurători tinde la infinit:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i}{n} = 0, \quad (71)$$

deoarece seria erorilor reale raportate la numărul erorilor este nu numai convergentă, ci tinde ea însăși către zero, după cum se justifică în teoria probabilităților.

Fie  $I_1, \dots, I_n$  șirul rezultatelor a  $n$  măsurători de egală precizie asupra unei mărimi a cărei valoare precisă (adevărată) este  $X$ , pe care o luăm ca valoare de referință. Numim erori reale diferențele luate cu semnele lor algebrice:

$$\Delta_i = I_1 - X, \dots, \Delta_n = I_n - X, \quad (72)$$

șir pe care-l vom scrie pentru prescurtare și sub forma:

$$\Delta_i = I_i - X, (i = 1, \dots, n) \quad (73)$$

Mărimea egală cu eroarea luată cu semn schimbat se numește corecție și se notează cu:

$$C_i = -\Delta_i \quad (74)$$

Una dintre problemele fundamentale pusă în teoria erorilor este alegerea celei mai bune valori, care trebuie considerată drept valoare adevărată. S-a constatat că cea mai bună valoare este media aritmetică, deoarece media aritmetică a unui șir suficient de mare de măsurători de egală precizie tinde către valoarea precisă cu atât mai exact, cu cât numărul măsurătorilor este mai mare.

Sumând egalitățile (74) obținem:

$$\sum_{i=1}^n \Delta_i = \sum_{i=1}^n I_i - nX \Rightarrow X = \frac{\sum_{i=1}^n I_i}{n} - \frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i}{n} = L - \delta = L + C \quad (75)$$

unde: -mărimea  $L$  se numește *media aritmetică* a șirului de valori obținute prin măsurare pentru mărimea  $X$  necunoscută, sau valoare medie a șirului;

-mărimea  $\delta$  este *media aritmetică a erorilor reale* de care sunt afectate rezultatele măsurătorilor, numită valoare medie a erorilor.

Când  $n \rightarrow \infty \Rightarrow \delta \rightarrow 0; L \rightarrow X$

Din proprietatea fundamentală a erorilor de a se distribui complet dezordonat astfel încât, pentru un număr suficient de mare de determinări să avem în medie tot atâtea valori pozitive câte vor fi și negative, rezultă că valoarea medie a erorilor reale nu poate constitui un element convenabil pentru studiul proprietăților și rezultatelor măsurătorilor afectate de erori. Astfel, s-au definit *abaterea absolută*:

$$|\Delta_i|, i = 1, \dots, n \quad (76)$$

și *eroarea medie*:

$$\theta = \frac{\sum_{i=1}^n |\Delta_i|}{n} \quad (77)$$

Suma abaterilor absolute a  $n$  numere date, fixe:  $x_1, \dots, x_n$ , de la un număr variabil  $X$ , luat ca valoare de referință este minimă pentru cel puțin o valoare  $X_m$  a lui  $X$ . Valoarea  $X_m$  se numește *mediană*.

O altă mărime caracteristică este *modul* sau *dominanta*  $M_0$ . Aceasta este valoarea tipică a unei distribuții luată ca valoare de referință. Ea este definită printr-o valoare căreia îi corespunde frecvența maximă pe graficul distribuției considerate.

*Eroarea medie pătratică* se definește ca fiind:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i^2}{n}} \quad (78)$$

Se demonstrează că eroarea medie pătratică  $m$  este mai mare decât eroarea medie  $\theta$ . Se admite că triplul erorii medii pătratice constituie o eroare limită superioară:

$$\Delta_{\lim} = 3m \quad (79)$$



*Eroarea probabilă*  $\rho$  se definește ca acea valoare a unei erori întâmplătoare pentru care valorile mai mari și mai mici decât ea se întâlnesc tot atât de frecvent. Dacă se ordonează un șir de rezultate în succesiunea crescătoare a valorilor erorilor reale, eroarea probabilă se va găsi la mijlocul acestui șir. Pentru un număr suficient de mare de măsurători se poate determina valoarea aproximativă a erorii probabile, ca fiind:  $\rho = \frac{2}{3}m$

*Eroarea relativă* este o eroare absolută raportată la valoarea însăși, sau calculată procentual. Prin definiție, numim eroarea relativă, ca fiind raportul dintre eroarea absolută și valoarea mărimii măsurate:

$$\Delta_{rel} = \frac{\Delta}{L} \quad (80)$$

#### ii) Metoda celor mai mici pătrate și probabilitatea maximă

Adeseori în practică se pune problema analizei unei serii statistice cu un volum redus de observații. În aceste cazuri trebuie să se precizeze dacă în datele existente se manifestă trăsăturile fenomenului întâmplător, legitatea statistică rămânând estompată. Operația de rezolvare a acestei probleme, de alegere a curbei teoretice optime și de calcul al parametrilor curbei, poartă numele de ajustare a seriilor statistice. La ajustarea datelor ce caracterizează relațiile empirice de dependență se aplică, de obicei, metoda celor mai mici pătrate, considerând că se va realiza cea mai bună aproximare a dependenței empirice în clasa de funcții dată, dacă suma pătratelor abaterilor de la funcția teoretică aleasă este cea mai mică.

Metoda celor mai mici pătrate se ocupă cu compensarea erorilor de măsurare și cu determinarea erorilor medii la care ne putem aștepta într-o astfel de operație practică.

Fie  $n$  mărimi independente:  $X_1, X_2, \dots, X_n$ , pentru care, prin măsurători directe obținem valorile:  $x_1, x_2, \dots, x_n$ . Dacă aceste mărimi ar fi valorile exacte pe care le căutăm, am avea:  $X_i = x_i$ ,  $i=1, \dots, n$ , ceea ce, evident, nu se realizează în practică, deoarece determinările valorilor lui  $x_i$  sunt, inevitabil, afectate de erori. Presupunând eliminate erorile sistematice și greșelile și mărginindu-ne numai la erorile statistice, problema care se pune este să determinăm cele mai probabile valori  $x_i$ , pentru care erorile medii pătratice să fie cât mai mici.

Deoarece, în practică, este imposibil să se determine direct valorile  $x_i$ , se determină experimental numai niște funcții de acestea. Acest tip de determinări reprezintă procedeul numit indirect.

$$\begin{aligned} \text{Fie: } \xi_1 &= f_1(x_1, \dots, x_n) \text{ un număr de } n \text{ mărimi determinate direct.} \\ \xi_2 &= f_2(x_1, \dots, x_n) \\ &\dots\dots\dots \end{aligned} \quad (81)$$

$$\xi_m = f_n(x_1, \dots, x_n)$$

Problema care se pune este ca din aceste date să deducem cele mai bune valori pentru  $x_i$ . Avem posibilitatea să mărim numărul de măsurători  $m$  astfel încât, să fie mai mare sau egal cu numărul necunoscutelor,  $n$ .

Dacă valorile  $\xi_i, i = 1, \dots, n$  ar fi perfect riguroase, sistemul de mai sus ar fi compatibil și rezolvabil în raport cu necunoscutele  $x_i$ ; în acest caz, cele  $m-n$  ecuații suplimentare ar fi simple consecințe ale celorlalte  $n$ , iar operațiile de măsurare s-ar reduce la atâtea câte necunoscute sunt, lucru imposibil de realizat în practică. De aceea sistemul (81) se înlocuiește cu așa numitul sistem al ecuațiilor erorilor:

$$\begin{aligned} f_1(x_1, \dots, x_n) - \xi_1 &= \varepsilon_1 \\ &\dots\dots\dots \\ f_m(x_1, \dots, x_n) - \xi_m &= \varepsilon_m \end{aligned} \quad (82)$$

unde  $\varepsilon_i, i = 1, m$  sunt corecțiile care trebuie aplicate pentru a transforma sistemul incompatibil (74) într-un sistem compatibil.

După teoria distribuției normale, probabilitatea ca erorile de măsurare să fie exact egale, sau cât mai exact egale posibil, cu corecțiile  $\varepsilon_i, i = 1, m$ , și anume să fie cuprinse respectiv în intervalele:  $(\varepsilon_1, \varepsilon_1 + d\varepsilon_1); \dots; (\varepsilon_m, \varepsilon_m + d\varepsilon_m)$  este proporțională cu funcția de densitate:

$$\varphi(\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_m) = \frac{h_1, \dots, h_m}{(\sqrt{\pi})^m} e^{-(h_1^2 \varepsilon_1^2 + \dots + h_m^2 \varepsilon_m^2)} \quad (83)$$

deoarece, atât valorile cât și corecțiile sunt independente.

Acestă probabilitate este maximă dacă exponentul funcției exponențiale (83) este minim; deci maximum de probabilitate se obține pentru minimumul expresiei:

$$S = h_1^2 \varepsilon_1^2 + \dots + h_m^2 \varepsilon_m^2 \quad (84)$$

sau

$$S = p_1^2 \varepsilon_1^2 + \dots + p_m^2 \varepsilon_m^2 \quad (85)$$

În cazul măsurătorilor perfecte suma (84) respectiv (85), ar trebui să fie nulă, ceea ce nu se poate realiza în practică. Ne mărginim la condiția mai puțin restrictivă a găsirii unei valori minime a lui  $S$ , care să asigure cele mai probabile valori pentru variabilele  $x_i$ . Înlocuind (82) în (85) obținem:

$$S(x_1, \dots, x_n) = \sum_{i=1}^m p_i \{f_i(x_1, \dots, x_n) - \xi_i\}^2 \quad (86)$$

Valorile extreme ale funcției  $S$  sunt soluțiile sistemului obținut prin egalarea cu zero a derivatelor parțiale ale lui  $S$  în raport cu  $x_i$ . Cum nu poate fi vorba despre un maxim, care este evident obținut pentru  $\varepsilon_i \rightarrow \infty$ , suntem siguri că vom determina un minim efectiv.

Sistemul de ecuații care exprimă această condiție este:

$$\frac{\partial S}{\partial x_1} = 0, \frac{\partial S}{\partial x_2} = 0, \dots, \frac{\partial S}{\partial x_n} = 0 \quad (87)$$

Numărul ecuațiilor (87) este egal cu numărul  $n$  al necunoscutelor; ele ne permit determinarea prin calcul a valorilor lui  $x_i$ . Sistemul valorilor adoptate pentru variabilele respective, ca fiind cele mai probabile, este sistemul care face minimă suma pătratelor erorilor directe ale măsurătorilor, înmulțite respectiv prin ponderile acestor determinări experimentale.

Dacă funcțiile  $f_i$ , care reprezintă fenomenul fizic, sunt de o formă oarecare, metoda celor mai mici pătrate nu poate fi aplicată, întrucât această metodă este construită pentru funcții care sunt forme liniare de variabile, sau care, de exemplu, se pot reduce la astfel de forme, prin logaritmare.

### iii) Regresia și coeficientul de corelație

Determinarea formei liniei de regresie teoretică a unei serii statistice, corespunzătoare formei reale a dependenței, constituie un moment principal în cercetarea corelației.

Dacă admitem că avem o corespondență liniară, ecuația acestei funcții liniare este:  $y=a+bx$ . Parametrii  $a$  și  $b$  ai ecuației de regresie se determină cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate și ne dau posibilitatea să calculăm mărimea medie a lui  $y$  pentru un  $x$  dat. Parametrul  $b$  se numește coeficient de regresie și reprezintă, în cazul liniar, panta dreptei. În calculul corelației, acest parametru arată măsura în care se schimbă variabila  $y$  când  $x$  se schimbă cu o unitate.

Această schimbare nu este suficientă pentru un studiu aprofundat al corelației. În afară de estimarea variației, mai trebuie estimat și gradul de intensitate a corelației. Precizia este cu atât mai mare cu cât corelația este mai intensă. Coeficientul de corelație este definit astfel:

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{n\sigma_x\sigma_y} = \frac{\sum xy - n\bar{x}\bar{y}}{n\sigma_x\sigma_y} = \frac{n\sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n\sum x^2 - (\sum x)^2][n\sum y^2 - (\sum y)^2]}}; \quad (88)$$

unde:  $-1 < r < 1$

$$\sigma_y^2 = \frac{\sum (y - \bar{y})^2}{n}$$

Coeficientul de corelație este o mărime abstractă nelegată de unitățile de măsură ale variabilelor.

În cazul regresiei curbiliniilor curba de regresie poate fi o hiperbolă de ecuație:  $\bar{y}_x = a + \frac{b}{x}$ ,

sau o parabolă de ecuație:  $\bar{y}_x = a + bx + b'x^2$ , cu  $a$  și  $b$  fiind parametri ce se determină cu ajutorul metodei celor mai mici pătrate, punând condiția ca:  $\sum (y - \bar{y})^2$  să fie minimă.

Pentru caracterizarea intensității corelației neliniare se utilizează raportul de corelație:

$$\eta = \sqrt{\frac{\sigma_y^2 - \sigma_y^2 \bar{y}_x}{\sigma_y^2}} = \sqrt{\frac{\frac{\sum (y_x - \bar{y})^2}{n}}{\frac{\sum (y - \bar{y})^2}{n}}} = \sqrt{\frac{\sum (\bar{y}_x - \bar{y})^2}{\sum (y - \bar{y})^2}} \quad (89)$$

Compararea dispersiei valorilor teoretice de la medie cu dispersia valorilor empirice de la medie dă raportul de corelație.

Pentru cazul general, numim corelația variabilelor aleatoare  $X$  și  $Y$ , și o notăm cu  $\lambda_{x,y}$ , media produsului abaterilor acestor variabile:

$$\lambda_{x,y} = M[(X - M(X)) \cdot (Y - M(Y))] = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m [(x_i - M(X))(y_j - M(Y))] \quad (90)$$

(pentru cazul variabilelor discrete)

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (x - M(X))(y - M(Y))f(x,y)dx dy \quad (91)$$

(pentru cazul variabilelor continue)

Coeficientul de corelație va fi:

$$\rho_{xy} = \frac{\lambda_{xy}}{D(X)D(Y)} \quad (92)$$

Se constată că avem următoarea variație a coeficientului de corelație:  $-1 \leq \rho_{xy} \leq 1$ .

Dacă  $\rho_{xy} = \pm 1$  atunci între  $X$  și  $Y$  există o relație de dependență liniară.

Dacă  $\rho_{xy} = 0$  atunci  $X$  și  $Y$  sunt necorelate.

Dacă  $\rho_{xy} \neq 0$  atunci  $X$  și  $Y$  sunt dependente.

#### iv) Metode de verificare a distribuțiilor statistice

Verificarea aplicabilității modelelor statistice prezentate în capitolele anterioare în cazul cataloagelor de cutremure se face cu ajutorul metodelor de corelație prin aplicarea unor teste de concordanță între datele empirice și modelele teoretice propuse, pentru alegerea celui mai potrivit model pentru descrierea seturilor de date analizate.

Pentru estimarea parametrilor unei distribuții teoretice se pot folosi următoarele metode:

α) Metoda grafică

β) Metoda celor mai mici pătrate (prezentată mai sus)

γ) Metoda momentelor

δ) Metoda verosimilității maxime

ε) Metoda probabilității condiționale

Această enumerare corespunde ordinii creșterii eficienței și al gradului de dificultate în aplicare (Kite, 1978).

**α) Metoda grafică** este cea mai simplă și mai ușor de aplicat dintre cele cinci metode, având în schimb dezavantajul de a nu furniza informații cantitative asupra corelării distribuției empirice cu cea teoretică. Metoda constă în reprezentarea grafică a celor două distribuții și compararea lor.

**β) Metoda momentelor** se bazează pe egalarea primelor momente empirice cu momentele corespunzătoare legii de repartiție teoretice (Radu, Oancea, 1988). Se utilizează următoarea ecuație generală pentru calculul momentului de ordinul  $p$  față de origine:

$$\mu'_p = \int_{-\infty}^{\infty} x^p w(x) dx \quad (93)$$

sau al momentului central de ordinul  $p$ :

$$\mu_p = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu'_1)^p w(x) dx \quad (94)$$

unde:  $\mu'_1$  este momentul de ordinul unu față de origine;

$w(x)$  este densitatea de probabilitate a distribuției.

Metoda momentelor leagă momentele determinate de parametrii distribuției. În cazul modelelor biparametrice este suficientă calcularea momentelor de ordinul unu față de origine (care coincide cu media aritmetică  $M$ ) și momentul central de ordinul doi (care este chiar dispersia  $D$ ), care se pot calcula ușor pentru seturile de date analizate:

$$M[t_i] = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i \quad (95)$$

$$D[t_i] = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (t_i - M[t_i])^2 \quad (96)$$

Aplicarea metodei momentelor la câteva distribuții prezentate anterior ne conduce la următoarele expresii:

**a. Modelul Weibull**

$$M[t_i] = \alpha^{\frac{-1}{\beta}} \Gamma\left(\frac{1}{\beta} + 1\right) \quad (97)$$

$$D[t_i] = \alpha^{\frac{-2}{\beta}} \left[ \Gamma\left(\frac{2}{\beta} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\beta} + 1\right) \right] \quad (98)$$

### b. Modelul Gamma

$$M[t_i] = \frac{r}{c} \quad (99)$$

$$D[t_i] = \frac{r^2}{c^4} \quad (100)$$

### c. Modelul log-normal

$$M[t_i] = e^{m + \frac{\sigma^2}{2}} \quad (101)$$

$$V[t_i] = e^{2m + \sigma^2} (e^{\sigma^2} - 1) \quad (102)$$

### δ) Metoda verosimilității maxime

Prin această metodă se obține un estimator  $\hat{\theta}$  al vectorului parametrilor  $\bar{\theta}$  ai unei distribuții, astfel încât să se realizeze maximul funcției de verosimilitate  $L$  sau  $\ln L$ . Dacă  $f(x_1, \dots, x_N; \theta_1, \dots, \theta_k) = f(\bar{x}, \bar{\theta})$  este densitatea de probabilitate a variației vectoriale aleatoare  $x$  dependentă de parametrii  $\theta_1, \dots, \theta_k$  cu  $\bar{\theta}$  = vectorul parametrilor, atunci funcția de verosimilitate se definește ca fiind:

$$L(\bar{x}; \bar{\theta}) = f(x_1; \bar{\theta}) \cdot f(x_2; \bar{\theta}) \cdot \dots \cdot f(x_N; \bar{\theta}) = \prod_{i=1}^N f(x_i; \bar{\theta}) \quad (103)$$

Estimatorul de verosimilitate maximă  $\hat{\theta}$  se obține aplicând principiul verosimilității maxime:

$$L(\bar{x}; \hat{\theta}) = \max L(\bar{x}; \bar{\theta}) \quad (104)$$

sau:

$$\ln L(\bar{x}; \hat{\theta}) = \max \left( \ln L(\bar{x}; \bar{\theta}) \right) \quad (105)$$

Utilizând  $\ln L$ , rezolvarea ecuației (105) revine la rezolvarea sistemului de ecuații:

$$\begin{cases} \frac{\partial \ln L}{\partial \theta_1} = 0 \\ \dots\dots\dots \\ \frac{\partial \ln L}{\partial \theta_k} = 0 \end{cases} \quad (106)$$

din care se obțin valorile parametrilor  $\theta_i$ .

Aplicarea verosimilității maxime la câteva distribuții prezentate mai înainte conduce la următoarele sisteme de ecuații, pe baza cărora se pot determina parametrii modelelor :



**a. Modelul Weibull:**

$$\begin{cases} M[t_i] = \frac{1}{\alpha} \\ \alpha M[t_i^\beta \ln t_i] - M[\ln t_i] = \frac{1}{\beta} \end{cases} \quad (107)$$

Expresia logaritmului a căruia valoare maximă caracterizează cel mai bun set de parametri este:  $\ln L = n \left\{ \ln \alpha \beta + (\beta - 1) M[\ln t_i] - \alpha M[t_i^\beta] \right\}$ .

**b. Modelul Gamma:**

$$\begin{cases} M[t_i] = \frac{r}{c} \\ M[\ln t_i] = \frac{\Gamma'(r)}{\Gamma(r)} - \ln c \end{cases} \quad (108)$$

$$\ln L = n \{ r \ln c - \ln \Gamma(r) + (r - 1) M[\ln t_i] - c M[t_i] \}$$

**c. Modelul log-normal:**

$$\begin{cases} M[\ln t_i] = m \\ D[\ln t_i] = \sigma^2 \end{cases} \quad (109)$$

$$\ln L = -\frac{n}{2} \left\{ \ln 2\pi\sigma^2 + 2M[\ln t_i] + \frac{D[\ln t_i]}{\sigma^2} \right\}$$

**d. Modelul probabilității exponențiale:**

$$\begin{cases} M[e^{bt_i}] = 1 + b/a \\ M[t_i e^{bt_i}] - \frac{b}{a} M[t_i] = 1/a \end{cases} \quad (110)$$

$$\ln L = n \left\{ \ln a + \frac{a}{b} (1 - M[e^{bt_i}]) + b M[t_i] \right\}$$

În afară de aceste patru metode mai există și alte metode pentru găsirea corelației dintre procesul de producere al cutremurelor și alte procese cunoscute, printre care sunt:

**e) Metoda probabilității condiționale**

Fie  $X$  variabila apariției unui cutremur și  $Y$  variabila aleatoare a procesului cunoscut. Dacă există o relație între cele două procese atunci:

$$\alpha = \frac{P(X \cdot Y)}{P(X) \cdot P(Y)} \neq 1 \quad (111)$$

unde:  $P(X \cdot Y) = P(X) \cdot P(Y) = P(Y) \cdot P_Y(X)$ .

$$\text{adică: } \alpha = \frac{P_X(Y)}{P(Y)} = \frac{P_Y(X)}{P(X)} \neq 1. \quad (112)$$

Cu alte cuvinte, dacă vom compara probabilitatea  $P_X(Y)$ , ca  $Y$  să apară cu condiția ca  $X$  să fi apărut cu probabilitatea  $P(Y)$ , ca  $Y$  să se producă independent, și dacă raportul celor două este mai mare ca unu, atunci avem corelare pozitivă, dacă raportul este mai mic decât unu atunci avem corelare negativă. Putem schimba  $X$  cu  $Y$  și să avem același rezultat.

Alte metode sunt:

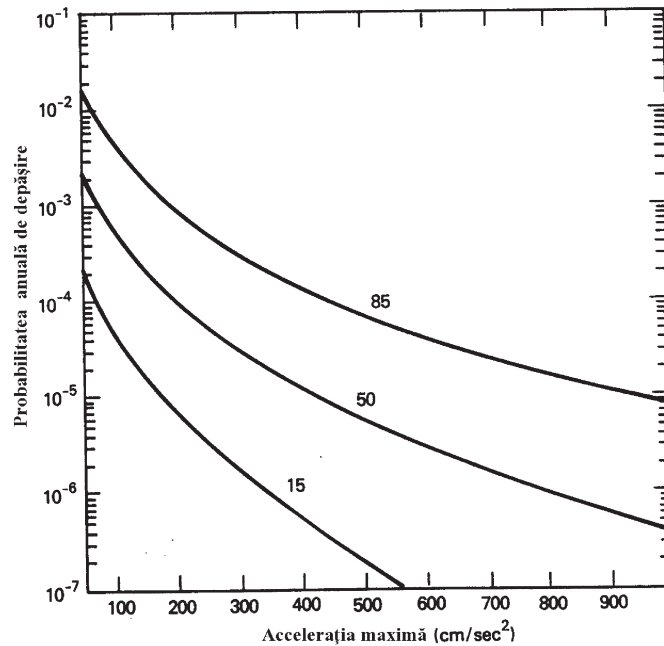
- metoda coeficientului de corelație sau de asociație;
- metoda corelării multivariabile în scopul obținerii ecuației de regresie;
- metoda seriilor de timp vectoriale.

#### v) Studiul incertitudinilor

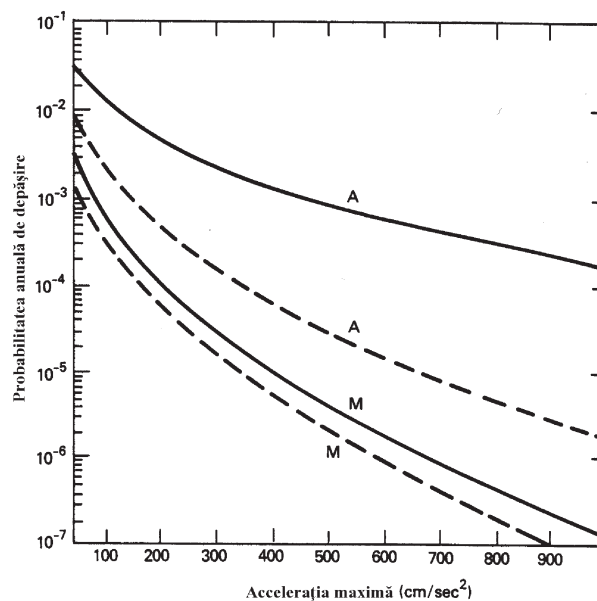
Incertitudinile cu care ne întâlnim direct sau indirect provin de cele mai multe ori din caracterul aleator al proceselor. De exemplu, în cazul modelului Poisson nu putem prezice unde sau când se va produce următorul cutremur sau ce mărime va avea, chiar dacă cunoaștem bine relația de recurență. Intervalele de recurență sunt de fapt perioade medii de timp între apariția cutremurelor.

Distribuția incertitudinilor legate de mișcarea solului sau de modelele de atenuare indică faptul că, oricât de bine cunoaștem magnitudinea și distanța unui cutremur tot există incertitudini în predicția mișcării solului datorate proprietăților sursei, cât și drumului de propagare care sunt definite aleatoriu.

Fiecare model de sursă sau combinație de modele conduce la o curbă de hazard, rezultatul final fiind o grupă de curbe. Incertitudinile pot fi încorporate în curba de hazard contribuind la estimarea probabilității de depășire. De obicei, aceste rezultate sunt descrise de un set simplificat alcătuit din trei curbe ca în figura 7.



**Figura 7. - Cele trei curbe de hazard: una centrală și două limite (superioară și inferioară), pentru Centrala Nucleară Vogtle (Georgia) (după Bernreuter, 1989)**



**Figura 8. - Curba de hazard seismic ce încorporează toate incertitudinile la Centrala Nucleară Browns Ferry, Alabama (după Bernreuter, 1989).**

Una din problemele principale asociate estimării probabilistice a hazardului este legată de determinările diferite ale experților. De aceea pentru caracterizarea distribuțiilor incertitudinilor se poate folosi o singură curbă reprezentativă pentru analiza hazardului și insensibilă la variațiile așteptate sau neașteptate din gândirea experților. Aceste estimări centrale sunt realizate cu ajutorul mediei sau medianei ca în figura 8.

Media este dată de media setului de curbe de hazard, iar mediana este curba reprezentată de procentul de 50% din figura 5. Estimarea medie este de fapt valoarea așteptată. Dacă incertitudinile

sunt distribuite simetric în jurul unei valori centrale, ca în cazul distribuției normale, media va fi aceeași cu mediana. Din păcate, incertitudinile în estimarea hazardului seismic par mai degrabă distribuite log-normal decât normal, logaritmi hazardului seismic fiind simetric distribuiți în jurul unei valori centrale. Media acestor valori este mult diferită de mediana lor.

Deoarece estimarea hazardului seismic mediu, derivat dintr-o distribuție de tip log-normal a incertitudinilor sistematice, poate fi influențat de tipul modelelor extreme și în acest caz se poate ajunge la o instabilitate chiar în estimarea mediei, obținându-se valori medii fluctuante.

Mediana, în schimb, nu este sensibilă la schimbarea modelelor, fiind relativ stabilă.

Deoarece incertitudinile sunt datorate cunoașterii, sau mai bine zis lipsei de cunoaștere, se speră ca odată cu creșterea gradului de cunoaștere sau de înțelegere să se ajungă la scăderea incertitudinilor.

## **5. O ANALIZĂ CRITICĂ A MODELELOR ȘI METODELOR UTILIZABILE ÎN EVALUAREA HAZARDULUI SEISMIC**

Metodele și modelele statistice utilizate în evaluarea hazardului seismic prezintă în afara avantajelor menționate în descrierile acestora și dezavantaje, cum ar fi tratarea nediferențiată a evenimentelor seismice ale căror magnitudini aparțin marginii superioare a domeniului de valori față de cele aflate în zona valorilor inferioare ale acestuia.

Una din cauzele acestor dezavantaje este imposibilitatea asocierii modelelor statistice cu caracteristicile structurale și dinamice ale surselor seismice naturale. De aceea a fost necesară elaborarea de metode și modele de natură deterministică.

Unul din avantajele importante ale metodei deterministe este posibilitatea de a analiza modul în care proprietățile specifice de sursă și propagare controlează distribuția hazardului seismic. De asemenea, metoda este extrem de utilă pentru studiile de scenarii seismice.

În cadrul colaborării cu Departamentul de Științe ale Pământului (DST) al Universității din Trieste s-a aplicat metoda deterministă de calcul a hazardului seismic, dezvoltată de specialiștii italieni (Costa et al., 1993) pentru cutremurele de pe teritoriul României (atât pentru cutremurele de adâncime crustală, cât și pentru cele de adâncime subcrustală din zona Vrancea). Rezultatele au fost publicate, printre altele, într-un volum special al revistei de largă circulație *Pure and Applied Geophysics*, volum dedicat hazardului seismic din aria Circum-Panonică (Vol. 157, 2000). Tot în cadrul colaborării cu DST s-a realizat o serie de lucrări comune privind microzonarea orașului București. În acest scop s-a aplicat o procedură hibridă dezvoltată în cadrul DST care combină tehnica sumării modurilor de oscilație cu metoda diferențelor finite. Simularea numerică a mișcării pământului ține cont de toți factorii majori care intervin (sursa seismică, propagarea

undelor pe traiectoria focar – punct de înregistrare și răspunsul structurii locale). Semnalele sintetice reproduc satisfăcător caracteristicile principale ale accelerogramelor observate în București la cutremurele vranceane puternice.

Colaborarea cu Institutul de Geofizică al Universității din Karlsruhe în cadrul Centrului de Cercetări în Colaborare (CRC 461) a contribuit la o dezvoltare impetuoasă a rețelei seismice a INCDFP și totodată la realizarea unor studii în comun de amploare, cum ar fi tomografia seismică a zonei Vrancea și studiul structurii crustale de-a lungul profilelor de refracție. În prezent se preconizează realizarea unui sistem de comunicație în timp real a înregistrărilor seismice, esențial pentru obținerea unor hărți a distribuției mișcării solului la scurt timp după producerea unui cutremur puternic și pentru strategiile de prevenire și combatere a efectelor cutremurelor.

## 6. APLICAȚIILE MODELUL SEISMONULUI (ANGHEL) LA DETERMINAREA UNOR PARAMETRI NECESARI ÎN CALCULUL HAZARDULUI SEISMIC

### 6.1. Estimarea magnitudinii maxime așteptate

Dacă limita inferioară a magnitudinii unui cutremur nu prezintă nici o importanță (aceasta fiind inferioară pragului de la care poate fi simțit un cutremur) nu același lucru se poate spune despre limita superioară.

Deși aproape subînțeleasă, existența acestei limite superioare poate fi demonstrată prin reducerea la absurd apelând la relația Gutenberg-Richter (1956) :

$$E = 10^{1.5M_k + 4.8} \quad (113)$$

A nu admite existența unei valori maxime pentru magnitudine revine la a susține posibilitatea eliberării unei energii infinite, ceea ce din punct de vedere fizic este absurd.

Limita superioară a magnitudinilor posibile (așteptate) într-o zonă dată a căpătat numele de magnitudine maximă specifică zonei ( $M_{max}$ ).

Estimarea acestui parametru este necesară pentru motivul evident că, dacă se proiectează o construcție, aceasta să reziste la o valoare mai mică a magnitudinii unui cutremur, dar în acea zonă se produce unul cu o magnitudine mai mare, s-ar putea să se producă distrugerea respectivei construcții. În scopul estimării parametrului ( $M_{max}$ ) a fost propus încă de la începutul anilor 1980 un model mai complex de distribuție a dimensiunilor cutremurelor numit "Modelul Cutremurului Caracteristic" (Joungs și Coppersmith, 1985). La baza acestui model au stat:

- dovezi geologice pentru similaritatea cutremurelor mari pe segmente de falie;
- considerente legate de structura geologică a faliilor și barierelor.

Au fost elaborate formele empirice care permit evaluarea magnitudinii așteptate care să apară pe o falie, în funcție de lungimea faliei (Iida, 1965), de tipul:

$$M = a + b \log L \quad (114)$$

unde  $L$  este lungimea faliei.

Pentru studiul cutremurelor crustale se aplică un algoritm constând în realizarea unei rețele de suprafață echiareală, pentru fiecare ochi de rețea stabilindu-se descrierea geologico-geofizică a următoarelor caracteristici:

- (a) Tipurile de restructurări tectonice recente;
- (b) Totalitatea mișcărilor neotectonice;
- (c) Diferența amplitudinilor mișcărilor recente;
- (d) Lungimea faliilor longitudinale adânci și zone de joncțiuni cu contrast de activitate;
- (e) Tipuri de fracturări transversale;
- (f) Noduri de intersecții între liniile longitudinale și cele transversale;
- (g) Gradientul orizontal al anomaliilor izostatice ale gravitației, etc.

Spre deosebire de cazul cutremurelor normale care au sursele de-a lungul faliilor active, ce pot fi cunoscute prin diferite metode (inclusiv cele paleologice), în cazul cutremurelor intermediare, sursele aflându-se la adâncimi mai mari de 60-70 km, accesul direct la sistemul seismogen este imposibil. Aceasta face ca pe primul plan să treacă reprezentarea abstractă, modelarea. De valabilitatea modelelor de sursă seismică depinde valabilitatea modelelor de hazard seismic provenind de la aceste surse.

Astfel, pentru sursele intermediare și adânci au fost folosite modele de tipul Kiureghian și Ang (1977) care se bazează pe teoriile clasice ale ruperii și propagării acesteia.

Un alt posibil model ar fi cel în care se consideră existența unei structuri izomorfe, cu cea a unei rețele cristaline, în nodurile căreia, se află seismoni în loc de ioni (Anghel, 1989; 1990 a), fiecare seismon având propria sa structură internă izomorfă modelului în pături.

În cadrul acestui model nucleul seismonului este reprezentat de concentrarea cea mai puternică a particulelor constitutive (atomi, molecule) între care există un potențial de interacțiune repulsiv, echilibrat de presiunile înconjurătoare exercitate asupra întregului seismon. În momentul în care un număr uriaș de atomi situați în nucleul seismonului ating bariera gropii de potențial în care se află, are loc o tranziție cvasisimultană pe nivele energetice inferioare, eliberându-se un număr uriaș de fononi ( $N$ ) de frecvențe diferite ( $\nu$ ), fiecare având energia  $e = h\nu$  astfel încât energia totală eliberată va fi :

$$E = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i = \sum_{i=1}^N h\nu_i \quad (115)$$

Procesul acesta este de fapt o tunelare cuantică megascopice.

Deoarece tranziția are loc brusc, totul se observă la nivelul megascopic ca emisia unei cvasiparticule numită "Quakeon" a cărei energie este dată de relația (115) și care de fapt reprezintă energia eliberată în focar, dată de relația lui Gutenberg și Richter.



Rezultă că magnitudinea cutremurului poate fi dedusă eliminând energia ( $E$ ) între cele două relații :

$$M = \frac{1}{1.5} \left[ \lg \left( \sum_{i=1}^N h \nu_i \right) - 4.8 \right] \quad (116)$$

Din relația (116) se vede că magnitudinea este funcție de numărul  $N$  al atomilor, care au efectuat tunelarea cuantică și de conținutul în frecvențe al "norului" de fononi emiși.

Frecvențele depind de diferențele dintre nivelele de energie pe care le aveau atomii în stările inițiale excitate (când se aflau aproape de bariera de potențial) și de energiile nivelelor relatate pe care au trecut după tunelare :

$$\nu_i = \frac{1}{h} (E_i - E_i^0) \quad (117)$$

La rândul lor valorile energiei depind de caracteristicile gropilor de potențial în care se găseau atomii înainte de tunelare (analog cu fenomenul ionizării când un electron trece din starea legată de atom în starea liberă, părăsind groapa de potențial coulombian).

În felul acesta, conținutul în frecvențe depinde de caracteristicile gropilor de potențial, care au adâncimi mult mai mari pentru atomii situați în nucleul Seismonului principal, decât pentru cei din nucleele seismonilor aflați în păturile învelișului acestuia.

Reamintim că, modelul în pături consideră seismonul major (principal) ca având o structură internă (pe baza Postulatului Dualismului Elementar-Structurat, Anghel, 1990 b) formată dintr-un nucleu (în care condițiile de presiune maximă au făcut ca densitatea materialului litosferic să fie maximă) și un înveliș structurat la rândul său în mai multe pături, alcătuite la rândul lor din alți seismoni (secundari), care prezintă o structură internă asemănătoare (conform Postulatului Izomorfismului Organizării Structurilor sau Postulatul al II-lea al T.C.U).

Magnitudinile cutremurelor produse în nucleele seismonilor secundari sunt cu atât mai mici cu cât seismonii respectivi sunt mai la periferia seismonului major.

Așadar, dintre toate cutremurele produse în interiorul seismonului major, cel produs în nucleul principal are magnitudinea maximă.

Într-o zonă seismică dată (cum este zona Vrancea-intermediară) există mai mulți seismoni majori.

Pentru determinarea acestui parametru ( $M_{max}$ ) (care de fapt este un maxim maximorum), este necesară o separare a "spectrului" radiației quakeonice pe surse pentru a se stabili ce spectru specific are fiecare din sursele majore.

Aici prin "spectru" se înțelege "spectrul de energii" (sau de magnitudini) al unui seismon, adică nivelele de energii (sau de magnitudini) ale quakeonilor emiși. Nu trebuie confundat cu "spectrul Fourier" al unui cutremur, care reprezintă o distribuție după frecvența energiei unui singur cutremur, ceea ce ar însemna de fapt o statistică a fononilor ce constituie un singur quakeon.

## 6.2 Estimarea parametrilor $a$ și $b$ din relația frecvență-magnitudine

Conform modelului seismonului, în fiecare pătură  $k$ , se află un număr  $N_k$  de seismoni de nivel ierarhic corespunzător unei energii maxime specifice păturii respective:  $E_k = \frac{C}{N_k}$

Ținând cont de relația (113) avem:

$$\log N_k = \log C - 4.8 - 1.5M_k \quad (118)$$

de unde obținem:

$$a = \log C - 4.8; b = 1.5. \quad (119)$$

Se constată că  $a$  depinde de  $C$ , adică depinde de structura internă a seismonului, în timp ce valoarea lui  $b$  pare independentă de zona și perioada pentru care se calculează. O explicație este aceea că s-a considerat cazul unui singur seismon, în timp ce valorile observaționale se obțin pentru o zonă alcătuită dintr-un amestec de seismoni, fiecare având spectrul său de emisie quakeonică. Un alt motiv al neconcordanței este acela, că s-a preluat relația Gutenberg-Richter între energie și magnitudine fără a face nici un fel de considerente referitoare la semnificația coeficienților numerici ce apar la exponent în raport cu structura seismonului.

## 6.3 Estimarea perioadei medii de revenire

Cu toate că perioada medie de revenire este folosită nu numai în proiectarea antiseismică, ci și în studii de predicție, din punctul de vedere al modelului seismonului, aceasta nu are nici o semnificație fizică. De aceea, Anghel (1992), afirmă că folosirea noțiunii de "perioadă de revenire" în proiectare ar putea avea consecințe negative, realitatea putând infirma soluțiile bazate pe noțiuni ce nu au semnificații fizice reale.

## 7. EVIDENȚIEREA ZONELOR SURSELOR SEISMICE

Complexitatea elaborării acestei metodologii, rezultă din necesitatea apelării la un vast volum de cunoștințe din numeroase subdomenii ale *Geoștiinței*, în special, din *Fizica Pământului Solid*, ca subramură a *Geofizicii*, din care fac parte *Seismologia*, *Tectonofizica*, *Gravimetria*, *Geomagnetismul*, *Geocronologia* etc. În acest sens, putem afirma că, seismologia singură nu va rezolva problema elaborării hărților de **H.S.L.L.U.**, atâta vreme cât seismologii nu vor colabora cu geofizicienii, fizicienii, și geologii. Pentru a argumenta această aserțiune, vom prezenta pe scurt aportul științific adus de fiecare domeniu sau subdomeniu la elaborarea hărților de **H.S.L.L.U.**

Prin urmare pentru elaborarea hărților de **H.S.L.L.U.** nu sunt suficiente numai informațiile furnizate de cercetările seismologice, ci sunt necesare analiza și interpretarea conjugată a tuturor rezultatelor obținute în cercetări complexe geofizice, seismologice, tectonice și geologice. Făcând

apel la cunoașterea relațiilor dintre mărimile fizice măsurate, exprimând proprietățile rocilor (gravimetrice, magnetometrice, electrometrice, seismometrice etc.), ale dinamicii structurilor tectonice, precum și ale naturii și caracteristicilor geologice, putem cunoaște legile care guvernează procesul de seismogeneză.

Cunoștințele din *Geologie* sunt necesare pentru a descifra caracteristicile geomorfologice, în particular faliile active, potențial active, incert active și inactive (definite în *Natural Disasters and Vulnerability Analysis*, 1979), prin urmare, configurația potențialului surselor seismice și ale regiunii căreia îi aparțin localitățile urbane, pentru care se întocmesc hărțile **H.S.L.L.U.**

*Geofizica*, în general, prin metodele ei pune în evidență structura internă profundă a Pământului, pe care metodele geologice nu o pot evidenția și detectează și localizează sursele seismice.

Contribuția *Geofizicii* implicit a *Seismologiei* la rezolvarea problemei constă în următoarele:

1) Identificarea zonelor surselor seismice și a caracteristicilor lor: adâncimiile focarelor,  $M_{\max}$  (Bune, 1978), parametrii graficului de recurență;

2) Investigarea legilor de atenuare a intensității după magnitudini, mecanismele și adâncimea focarelor cutremurelor, distanțele epicentrale și particularitățile structurii geologice a regiunii;

3) Stabilirea zonelor cu diferite intensități ale mișcării seismice;

4) Evaluarea probabilității intensității mișcării seismice în zonele cu intensități de VII, VIII, IX;

5) Investigarea migrării focarelor cutremurelor puternice în interiorul limitelor zonelor seismice probabile, particularităților regimului seismic și condițiilor pentru concentrarea tensiunilor în zonele seismice în care fenomenul acumulării tensiunilor se află în desfășurare.

De asemenea, pentru întocmirea hărților **H.S.L.L.U.** este foarte importantă cunoașterea principalelor unități structurale (indiferent de natura lor sedimentară, cristalină sau eruptivă) ale regiunii, zonei sau amplasamentului.

În acest scop, delimitarea elementelor geotectonice ale scoarței terestre și investigarea fundamentului lor dislocat, pot fi efectuate cu ajutorul metodelor geofizice, pentru următoarele structuri regionale (Gavăț et al., 1973).

- avanfosele și zonele cutate în depresiunile premuntoase;
- depresiunile intramuntoase și intermuntoase;
- depresiunile interne și periferice situate în platforme;
- anteclize și alte structuri elevate în platforme;
- fracturi de fundament care delimitează horsturi și grabene;

- cordiliere și creste de lanțuri muntoase îngropate, izolate sau încorporate fundamentului platformelor;
- batholite, lakolite, dyke-uri, neckuri, mase de roci subvulcanice ascunse etc., care jalonează fracturi regionale, adânci;
- fracturi regionale ale fundamentului și fracturi crustale ale structuri regionale care pot interesa seismologia.

Metodele geofizice eficace pentru geotectonica regională sunt, în primul rând, cele potențiale, adică gravimetrică și magnetică; contribuții importante pot fi aduse, de asemenea, de studiul seismometric și chiar de cel electrometric, care asigură o investigare mai adâncă în subsol, ca de exemplu seismosondajele și sondajele magnetotelurice adânci pentru studiul litosferei etc.

Folosirea datelor gravimetrice, corelate cu anomalii magnetice conduce la obținerea unor imagini ale caracteristicilor geotectonice și seismotectonice.

Pentru trasarea liniilor de demarcație a diferitelor elemente tectonice, au fost considerate (vezi Fig. 9) o serie de aspecte gravimetrice care exprimă: raporturi între masele crustale și subcrustale care ocupă volume importante (linii de ordinul I), relații care afectează cel puțin două unități tectonice (linii de ordinul II) și relații între diferite compartimente ale aceleiași unități tectonice (linii de ordinul III).

*Gravimetria* și *Magnetometria* sunt metode care, din punct de vedere fundamental, metrologic și interpretativ pot fi aplicabile în cercetările privind evaluarea hărților **H.S.L.L.U.**

*Gravimetria*, prin anomalii măsurate, prin combinarea favorabilă a parametrilor-cheie face o radiografiere a subsolului, punând în evidență structurile dislocate de mișcările tectonice de-a lungul timpului geologic și amploarea acestora.

Anomaliile gravitației sunt, cele mai adeseori, asociate structurii dislocate de mișcările tectonice a formațiunilor de roci din profilul geologic al regiunii studiate. Importanța anomaliilor crește în raport cu mărimea sau extinderea spațială a obiectului geologic perturbator și cu valoarea contrastului densității, deci în raport cu contrastul de masă și scade cu creșterea adâncimii. De asemenea, o atenție deosebită trebuie acordată influenței pe care o pot exercita terenurile superficiale. Această influență trebuie să fie cât mai just stabilită, deoarece, în general, valorile mărimilor fizice caracteristice proprietăților acestor terenuri sunt mai mici față de cele ale terenurilor mai adânci și aceasta se manifestă în toate rezultatele geofizice (seismice, electrometrice, gravimetrice și magnetice).

Dacă regiunea studiată este caracterizată printr-un relief accidentat și prin terenuri superficiale cu grosimea variabilă, rezultatele geofizice vor fi sensibil influențate prin apariția de microanomalii gravimetrice și magnetice sau prin propagarea în sol a undelor seismice. Într-o astfel de situație, înainte de a trece la efectuarea interpretării geologice, în etapa finală este necesar să eliminăm din rezultate astfel de influențe. De exemplu, valorile măsurate ale câmpului gravific, eliberate de influențele instrumentale și raportate la o stație unică de referință (sau la valorile absolute), reprezintă evident realitatea fizică. În această realitate se suprapun mai multe categorii de influențe, care contribuie la determinarea valorilor gravității. Exceptând, pentru motive de ordin de mărime, componenta centrifugă a câmpului gravific, trebuie distinse, ținând seama și de necesitatea valorificării ulterioare a rezultatelor, efectele în care se manifestă:

- a) condițiile locale de suprafață;
- b) distribuția "normală" a maselor în globul terestru;
- c) neomogenitatea distribuției de masă în stratele crustale;
- d) neomogenitatea distribuției de masă în adâncime.

Prin eliminarea primelor două categorii de efecte (a și b), care pun în evidență influența factorilor morfologici și geografici, obținem anomalia în reducere Bouguer. De asemenea, un alt efect care trebuie eliminat este diferența de elevație dintre poziția reală a punctului de observație și proiecția lui pe suprafața unică de referință (reducerea în aer liber). În modul acesta se poate obține un material geofizic calitativ superior, în care se va reflecta numai structura geologică ascunsă a subsolului. Cu ajutorul acestui material se pot obține informații suplimentare asupra structurii geologice ascunse, în ceea ce privește raporturile între structura locală și cea regională, existența unei dizarmonii tectonice de adâncime, variațiile mărimilor fizice caracteristice stratelor, care acoperă structura căutată, ca și în cadrul structurii însăși etc. (Gavăț et al., 1973).

În cazul problemelor de geologie structurală regională, *Gravimetria* poate rezolva problemele de interpretare geologică și tectonică a structurilor profunde și de suprafață cum ar fi:

- delimitarea unităților structurale regionale din platforme și pe ariile geosinclinale, bazine de sedimentare și cuvete;
- determinarea reliefului fundamentului cristalin al cuverturii sedimentare, respectiv a cordilierelor, a reliefurilor îngropate, a reliefurilor de eroziune a platformelor etc.;
- determinarea structurii fundamentului cuverturii sedimentare, respectiv a horsturilor, grabenelor, fracturilor, flexurilor, anticlinoriilor, sinclinoriilor etc.;
- determinarea variațiilor de compoziție a rocilor care constituie fundamentul cuverturii sedimentare;
- determinarea prezenței în cuvertura sedimentară a unor mase de roci eruptive sub formă de lacolite, piloni etc.;

- determinarea anticlinalelor și sinclinalelor și a faliilor longitudinale, radiare sau periferice ce pot afecta bolta sau flancurile cutii și sensul denivelărilor produse de falii.

În problemele de *Hidrogeologie*, *Gravimetria* își aduce contribuția la determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere ca, de exemplu:

- stabilirea limitelor laterale, stratigrafică și/sau de eroziune, a bazinelor sedimentare;
- punerea în evidență a accidentelor tectonice din cuprinsul bazinelor sedimentare;
- punerea în evidență a eventualelor mase eruptive (dyke-uri, piloni etc.), care străpung stiva de formațiuni sedimentare.

De asemenea, prin metoda *gravimetrică* mai pot fi determinate:

- extinderile orizontale și în adâncime a unor depozite de pietrișuri, marne, nisipuri, roci eruptive;
- caracteristicile reliefului depozitelor de suprafață în vederea realizării unor obiective de interes național și internațional cum ar fi: centrale nucleare-electrice, uzine de apă grea, depozite de deșeuri radioactive etc.);
- deranjamente disjunctive: falii, încălecări, structuri în solzi, pânze, pinteni.

De exemplu, reflectarea faliilor în hărțile gravimetrice se observă prin tendința de orientare a curbilor de egală valoare a anomaliei gravitației pe direcția lor, în cazul faliilor transversale și prin îndesirea curbilor de egală valoare de-a lungul lor la cele longitudinale. Evident, reflectarea lor este cu atât mai puternică cu cât săritura faliei și contrastul de densitate al pachetelor de roci care vin în contact de front este mai mare, ambele participând la realizarea unor contraste de masă mai mari. Pentru a ilustra eficiența metodei gravimetrice este suficient să amintim accidentul tectonic de mare anvergură și anume linia Capidava-Canara, de-a lungul căreia sunt puse în contact de front rocile jurasice care constituie cuvertura Dobrogei de Sud cu șisturile verzi din care este constituit horstul Dobrogei Centrale.

Un alt tip de forme structurale din categoria deranjamentelor disjunctive îl constituie încălecările sau faliile de încălecare, un exemplu de acest tip este linia de încălecare Pecineaga-Camena, care desparte Dobrogea nordică de cea centrală. Un alt exemplu, este anomalia gravitației, dată de linia de încălecare a pânzei marginale a flișului peste depozitele miocene de la est de ea în Moldova de nord, pe porțiunea dintre râurile Suceava și Moldova.

În ceea ce privește precizia, rezultatele măsurătorilor *Gravimetrice* sunt considerate printre cele mai bune, uneori foarte bune, *Gravimetria* fiind aplicată la cercetarea condițiilor geologice regionale în zonele cutate și în platforme și, în combinație cu seismica prin reflexie, se aplică la determinare structurilor geologice locale.

În rezumat, posibilitățile cele mai importante, oferite de aplicarea metodei *gravimetrice*, sunt cele prin care sunt reflectate în anomalii diversele obiecte geologice (Constantinescu et al., 1964) cum sunt:



### Rocile sedimentare:

- *deranjamentele dijective* (crăpături și sisteme de crăpături sau fisurații, lentilizări tectonice, falii normale, falii inverse, falii multiple și în trepte, încălecări, structuri în solzi, horsturi și grabene);

- *structuri cutate* (cute normale de geosinclinal - cute drepte, domuri, cute înclinate, cute răsturnate, cute strangulate, cute în evantai, cute de platformă, flexură simplă, flexură împerecheată, anticlinal de platformă, brahianticlinal de platformă, trepte structurale, domuri);

- *structuri stratificate*: stratificația orizontală, stratificația oblică, stratificația ondulată, microdeformații ale stratificației, structuri monoclinale, stratificație de mutație sincronă, discordanțe paralele sau unghiulare, variații primare de grosime a stratelor, variații secundare de grosime a stratelor;

- *cute diapire și semivulcanice*: semivulcanoide (vulcani noroioși, cratere noroioase, fierbători de noroi);

- *domuri de sare*;

- *dislocații superficiale exotectonice* (umflături ale rocilor plastice, forme tectonice ale gipsului, alunecări de terenuri).

### Rocile metamorfice:

a) în regiunile geosinclinale: pânze, pinteni, lambouri, megaanticlinorii, depresiuni interne, depresiuni marginale sau avanfose, fracturi de adâncime (deschise sau oarbe);

b) în regiuni de platformă: scuturi, proeminențe sau trepte, depresiuni de platformă sau sineclize, culminații de platformă sau antecelize.

### Rocile eruptive:

- A) Intrusive:

i) *corpuri injectate*:

- injecții concordante (silluri, lacolite, fakolite, lopolite);

- injecții discordante (filoane, dike-uri, apofize, nekuri sau acumulări în horn, dike-uri inelare, filoane conice sau strate conice etc);

ii) *corpuri de adâncime (subjacente)* - batholite, stockuri.

- B) Extrusive:

- revărsări prin crăpături (dike-uri, câmpuri de lavă și curgeri de lavă);

- revărsări provocate de topirea acoperișului (câmpuri de lavă, curgeri de lavă);

- erupții centrale ( nekuri sau hornuri de lavă sau de tufuri, ieșinduri, cupole, ace, cumulo-vulcani, conuri de lavă, de cenușă, de tufuri, lanțuri de conuri, cupole, inele de lavă, curgeri revărsate în sus printr-o crăpătură laterală (tumulus, lave-bloc, cascade de lavă, tuneluri).

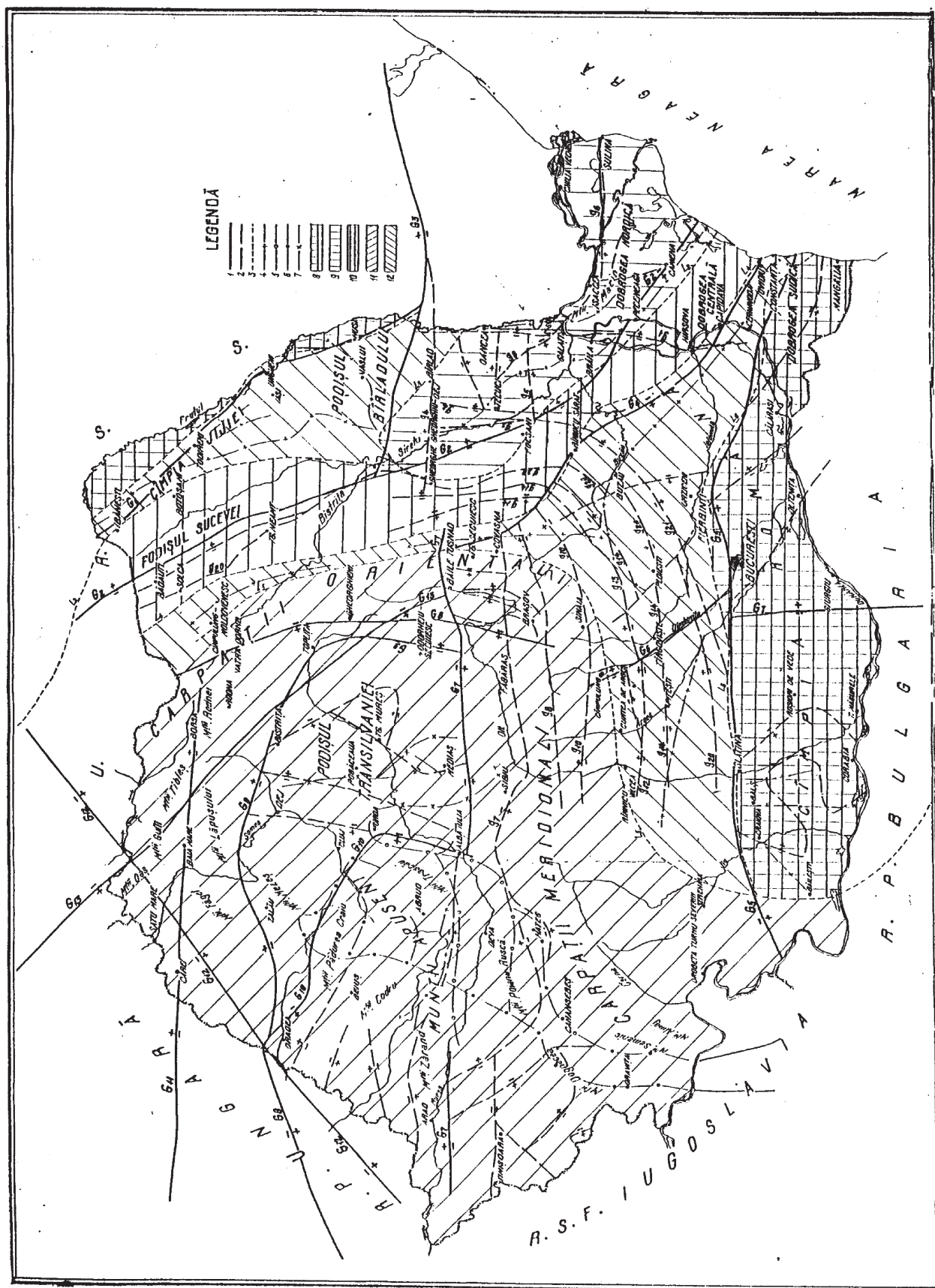
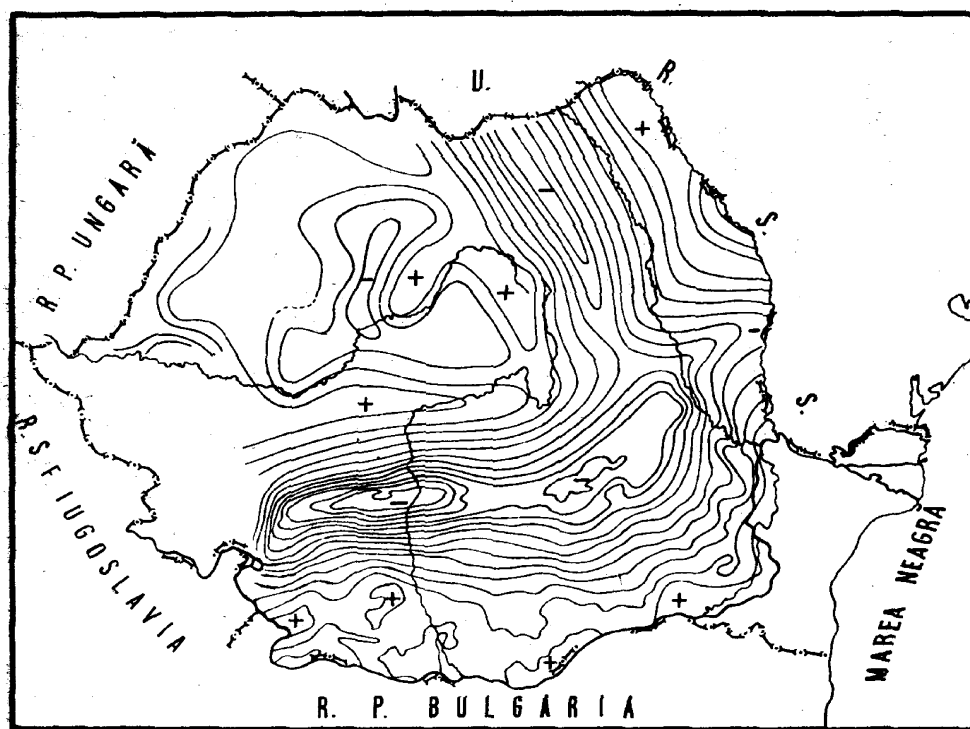


Fig. 9 - Elemente tectonice ale structurilor geologice profunde pe teritoriul României.  
 1, Fracturi regionale în fundamentul cristalin; 2, limite de sectoare ale fundamentului cristalin, diferențiate magnetice; 3, axe de maxime magnetice pe fracturi crustale, cu erupțiuni paleozoice și respectiv mezozoice, banatitice și neogene; 4, 5, 6 și 7, fundamente cristalin carpatice (alpin, 11) și respectiv hercinomeric (sarmatide, 9), proterozoic-caledonian (șisturi verzi, 10), baikalian (12) și arhaice (carelian, 8). (după Gavăț et al., 1963).

Fracturile fundamentului și, de asemenea, depresiunile, precum și zonele ridicate ale fundamentului, modelate în corelație cu aceste fracturi, sunt legate de anomaliile izostatice ale gravității.

Studii asupra izostaziei teritoriului României au fost efectuate și acestea reprezintă diferite imagini cartografice ale anomaliilor gravimetrice Bouguer (Fig. 10), izostatică (Fig. 11) și în aer liber (Fig. 12) (Socolescu et al., 1954, 1958). Se remarcă faptul că anomaliile izostatice puse în evidență pe teritoriul României, prin poziția și orientarea axelor de maxim și de minim, evidențiază paralelismul maselor subcrustale cu direcția catenei carpatice. Această situație sugerează că, acest lanț muntos, cel puțin pe teritoriul țării noastre, este intim legat de structura profundă a scoarței terestre, fiind în legătură cu o fractură sau flexură a maselor subsialice, reflectată și în forma izoseitelor cutremurelor vrâncene.

În partea exterioară a lanțului carpatic este o puternică anomalie izostatică de minim, cu o ramificație secundară situată în regiunea depresiunii predobrogene, indicând o îngroșare a maselor sialice în raport cu cele subsialice, care sunt mai coborâte. În partea interioară a catenei carpatice există o intensă anomalie izostatică de maxim, paralelă cu precedenta, indicând o subțiere a maselor sialice în dauna celor subsialice care se ridică.

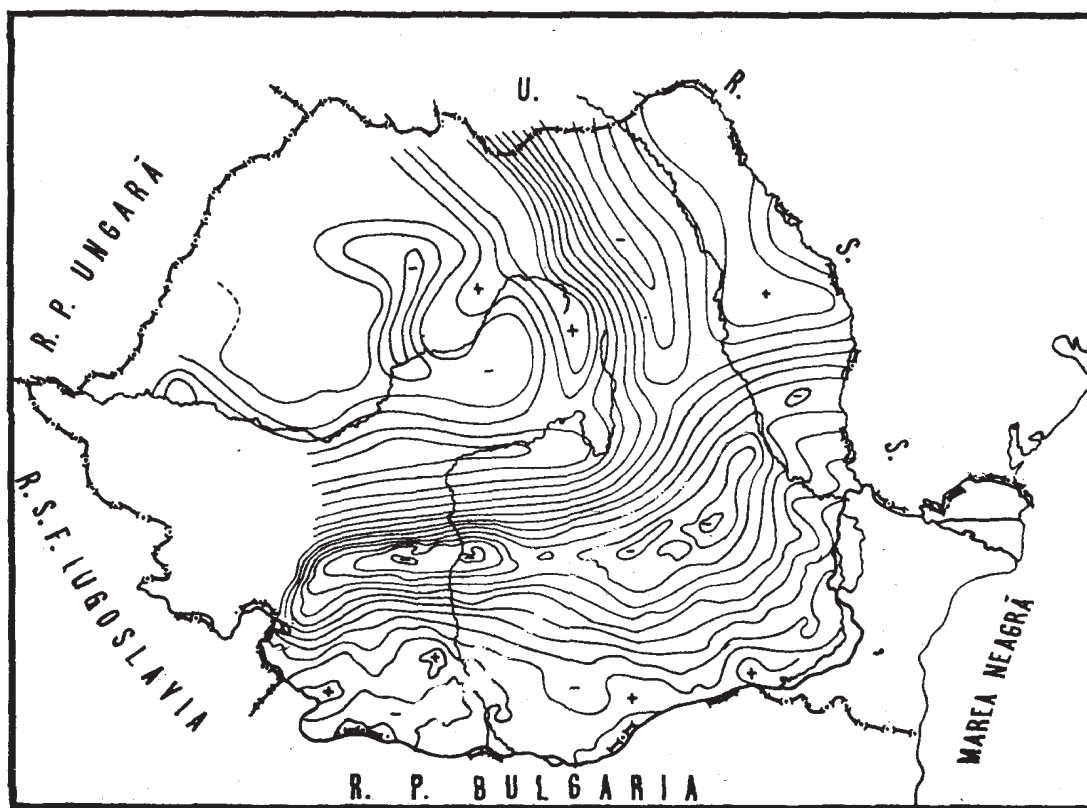


**Figura 10. – Imaginea anomaliilor regionale Bouguer în România  
(după M. Socolescu și colab., 1964)**

În Transilvania, existența a încă două anomalii de același tip indică alte două zone de îngroșare, respectiv subțierea maselor sialice.

Aceste date conduc la ipoteza că lanțul carpatic, pe teritoriul României, este pus în legătură cu o fractură sau flexură a maselor subsialice, structură de care acesta pare intim legat.

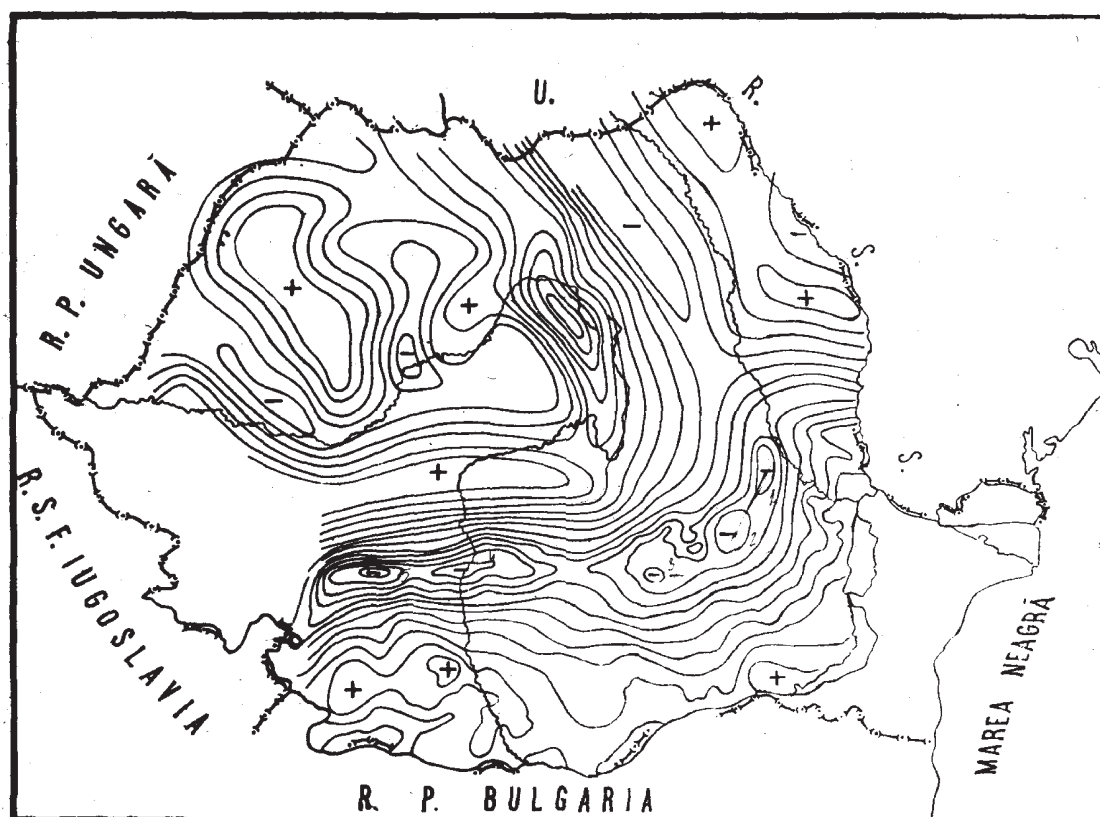
Se știe că anomaliile izostatice pozitive exprimă starea de subcompensare izostatică, situație care comportă o tendință continuă către echilibru izostatic, manifestată prin ridicări verticale în regiunea respectivă.



**Figura 11 – Imaginea anomaliilor regionale izostatice în România  
(după M. Socolescu și colab., 1964)**

În platforme, anomaliile izostatice sunt relativ mici (a se vedea platformele Moldavă și Moesică) și pun în evidență o stare de compensare izostatică aproape totală. În regiunile muntoase (a se vedea catena carpatică - Carpații Orientali, Meridionali și Munții Apuseni) apar sectoare cu anomalii izostatice pozitive sau negative, cu tendințe către echilibru izostatic prin mișcări diferențiate de coborâre sau ridicare, legate de structurile tectonice importante; de asemenea, în depresiunile intramuntoase se pot constata anomalii izostatice pozitive cu diferite intensități (Gavăt et al., 1973).

Trebuie precizat că imaginile anomaliilor gravimetrice în cele trei sisteme de reduceri (Bouguer, izostatică și în aer liber) sunt comparabile pentru regiunile de platforme și de câmpie, datorită acestui fapt acestea sunt direct interpretabile din punct de vedere geologic; în timp ce în regiunile colinare, și mai ales, în cele muntoase, apar diferențe mari între ele și, prin urmare, nu este indicat să se interpreteze anomaliile Bouguer decât în corelație cu anomaliile izostatice și în aer liber (Gavăt et al., 1973).



**Figura 12 – Imaginea anomaliilor regionale în aer liber în România  
(după M. Socolescu și D. Bișir, 1956)**

De notat că fracturile fundamentului și, de asemenea, depresiunile, precum și zonele ridicate ale fundamentului, modelate în corelație cu aceste fracturi, sunt legate de anomaliile izostatice. De aceea, demarcarea mai fundamentată a structurilor tectonice regionale nu se poate face fără a lua în considerare și anomaliile izostatice ale gravității.

*Magnetometria* prezintă multe elemente comune cu gravimetria, deși fundamentarea ei fizică are caractere specifice, legate în particular de natura fizică a magnetizării – proprietate fizică a rocilor, care prin neregularitățile repartiției sale în subsol provoacă anomalii magnetice.

Anomaliile magnetice observabile la suprafața Globului sunt deformări ale câmpului geomagnetic produse de prezența în subsol a unor roci sau formațiuni geologice cu proprietăți magnetice diferite.

Variațiile spațiale ale intensității câmpului sunt determinate atât de intensitatea de magnetizare, cât și de volumul rocilor magnetizate: ele descresc cu adâncimea acestora. Anomaliile magnetice apar atunci când se creează contraste de proprietăți magnetice, adică atunci când vin în contact roci cu valori diferite ale intensității de magnetizare. Pentru ca aceste contraste să genereze anomalii cartabile la suprafață, ele trebuie să fie destul de puternice.

În afară de aceasta, este necesar ca formațiunile geologice între care apar contrastele să fie dezvoltate suficient și să nu se găsească la prea mare adâncime.



Anomaliile magnetice, ca efect al contrastelor de proprietăți magnetice ale maselor geologice de la suprafață până la geoterma Curie, definesc prin extinderea și intensitatea lor, fie compartimente de fundament cristalin diferențiat petrografic (anomalii cu grade de regionalitate diferențiate petrografic), fie mase geologice cu dimensiuni mai mult sau mai puțin restrânse, încorporate în volumele extinse regional .

Anomaliile magnetice regionale dau indicații referitoare la structura geologică regională [definesc limite geologice între compartimente constituite din roci cu proprietăți magnetice diferite; precizează direcțiile de extindere a acestor compartimente; *definesc aliniamente de fracturi crustale* (Fig.13), prin intermediul anomaliilor magnetice locale produse de mase eruptive intrusive sau efuzive etc.]

Contrastele de proprietăți magnetice capabile să producă anomalii se pot realiza în multe situații geologice. Cele mai importante și mai des întâlnite dintre acestea ar fi următoarele:

- *Contacte între diverse tipuri de roci.* În aceste cazuri, contrastele majore se realizează între rocile eruptive bazice, pe de o parte și pe de altă parte de rocile eruptive acide, metamorfice și sedimentare care sunt slab diferențiate magnetic între ele. Contrastele cartabile magnetic apar și la contactul între unele roci eruptive acide și rocile metamorfice și sedimentare;
- *Variația reliefului* unei formațiuni geologice cu proprietăți magnetice acoperită de formațiuni slab magnetice, dacă adâncimea formațiunii nu este prea mare;
- *Tectonizări* ce pot schimba poziția în subsol a unor formațiuni slab magnetice, dacă adâncimea formațiunii nu este prea mare;
- *Variații petrografice laterale*, însoțite de *variații în conținutul de minerale feromagnetice*.

Prin diferite metode analitice și eventual cu ajutorul datelor furnizate de alte metode, se încearcă *separarea cauzelor anomaliilor* pentru obținerea unor imagini cât mai aproape de realitate a substratului lor geologic.

Contrastele majore de proprietăți apar la *limita sedimentar-fundament*, între compartimentele vecine ale acestuia din urmă și între rocile cristaline ale fundamentului și rocile eruptive ce-l străpung.

Prin indicațiile furnizate de geologie, sau de alte metode geofizice, gradele de nedeterminare se pot însă elimina.

*Problemele geologice* în care magnetometria poate da rezultate sunt:

- *delimitarea unităților structurale regionale;*
- *determinarea reliefului suprafeței fundamentului* (cordiliere vechi sau reliefuri îngropate) și accidente tectonice de la suprafața fundamentului, care produc anomalii, în cazurile în care între proprietățile magnetice ale rocilor sedimentare și cele ale rocilor care alcătuiesc fundamentul există

contraste. Aceste contraste de la nivelul fundamentului produc anomalii puternice și cu mare extindere în suprafață;

- *determinarea reliefului și tectonicii fundamentului cristalin*, accidentele tectonice (anticlinale, sinclinale, cute, falii, flexuri) pot da anomalii, atunci când ele afectează și formațiuni de roci cu proprietăți magnetice mai ridicate;

- *determinarea stării de tectonizare a rocilor, determinarea direcțiilor de sedimentare, date asupra trecutului termic și tectonic al rocilor;*

- *determinarea prezenței rocilor active magnetizate în cuprinsul coloanei stratigrafice (batholite, laccolite, piloni etc.);*

- *informații asupra caracterului petrografic al rocilor care constituie fundamentul;*

- *determinarea unor structuri cum sunt: anticlinale, reliefuri îngropate, domuri etc.*

Cercetările magnetice regionale dau informații asupra *fundamentului platformelor și al depresiunilor cu fundamente situate nu prea adânc*. În interiorul unor sectoare, liniile de anomalii pozitive pot fi definite ca linii magnetice ce separă sectoare de fundament diferențiate magnetic.

Când aceste limite separă unități structurale diferențiate prin evoluția lor tectonică, ele pot coincide cu fracturi.

În interiorul unor sectoare, *liniile de anomalii pozitive* pot fi definite ca *linii de fracturi profunde pe care s-a ridicat și s-a consolidat magma*. Legat de acestea se pot pune în evidență fracturi regionale sau locale pe care au avut loc intruziuni sau efuziuni de magme eruptive.

Dacă fundamentul nu este prea adânc și este alcătuit din roci ce prezintă un contrast de proprietăți magnetice destul de mare față de rocile sedimentare, se pot obține informații asupra ridicărilor, scufundărilor și rupturilor regionale ale fundamentului.

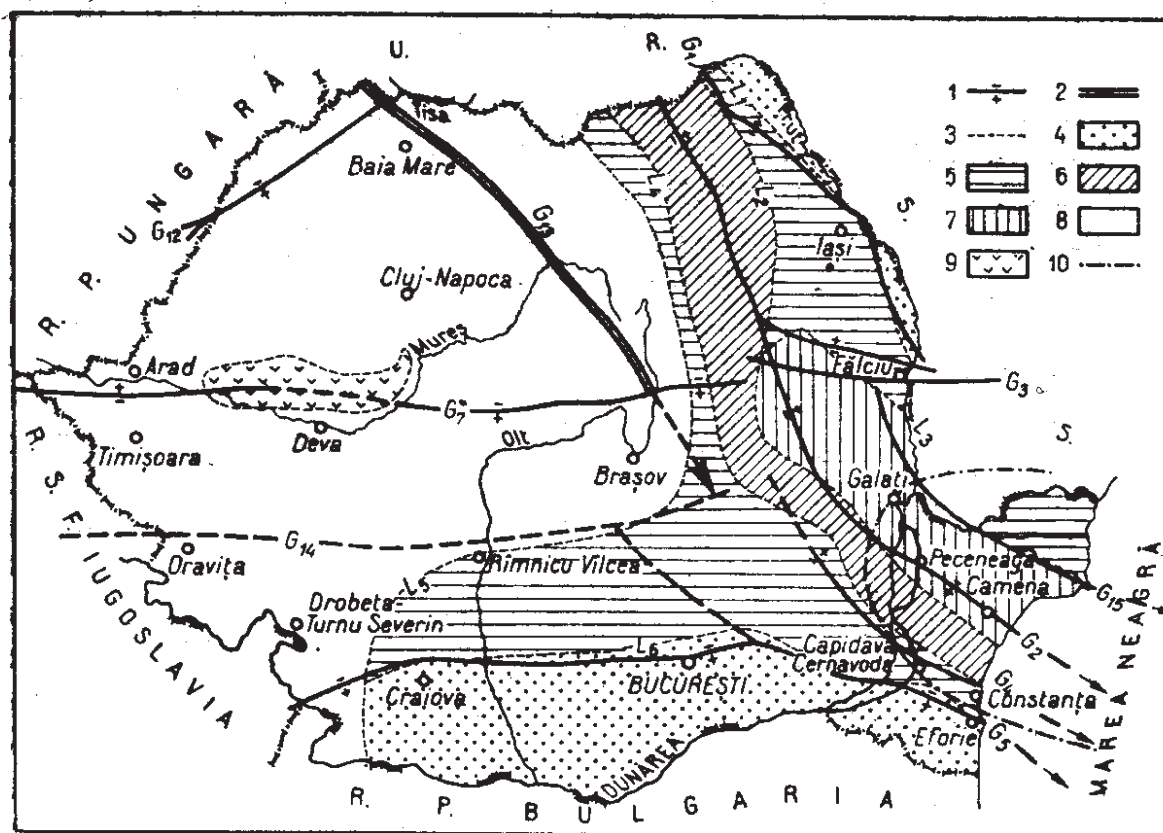
Contactele între zonele de fundament cu compoziție petrografică diferită au fost trasate pe baza anomaliilor magnetice. Se pot distinge *linii majore* corespunzătoare unor zone importante ale fundamentului, precum și *linii secundare*, situate în interiorul compartimentelor delimitate. Uneori, *liniile magnetice sunt dublate de linii gravimetrice*, caz în care acestea pot reprezenta fracturi ale fundamentului.

Masele de *roci eruptive* sunt reflectate în harta magnetică prin *anomalii* mai mult sau mai puțin intense *de maxim*. Liniile care unesc aceste maxime reflectă indirect existența unor *fracturi crustale*, în lungul cărora s-au pus în loc importante mase de roci eruptive. În relație cu aceste linii se pot constata câmpuri de fracturi, caracterizate printr-o distribuție cu caracter regional sau local al intruziunilor sau efuziunilor de magme eruptive.

Anomaliile *gravității* și cele *magnetice* apar de regulă din cauza dislocațiilor unor *formațiuni de roci diferențiate după densitate și după intensitatea de magnetizare, sau după susceptibilitatea lor magnetică*. În afară de anomaliile locale gravimetrice și magnetice, provocate de unele accidente tectonice, se observă și anomalii regionale provocate de edificii tectonice mari, ca sisteme muntoase



îngropate în fundamentul platformelor, ca depresiuni interioare și de la periferia platformelor și a munților, ca avanfose, grabenuri, horsturi etc.



**Figura 13 – Zonarea magnetică a teritoriului României și un grup din câmpurile de fracturi Crustale de ordinul I determinate gravimetric (schematizată și completată după I. Gavăț și Colab., 1963; Șt. Airinei, 1976):** 1, linii structurale corespunzătoare dislocațiilor crustale; 2, linia structurală corespunzătoare aparatelor vulcanice neogene din Munții Vulcanici; 3, limite magnetice între zonele magnetice; 4, zona magnetică a fundamentului arhaic-carelian; 5, zona magnetică a fundamentului baikalian; 6, zona magnetică a fundamentului Sîsturilor Verzi; 7, zona magnetică a fundamentului hercinic; 8, zona magnetică a fundamentului carpatic; 9, aria erupțiilor diabazice din Munții Mureșului; 10, conturul anomaliei gravimetrice regionale de maxim din Dobrogea.

Corelarea datelor (anomaliilor) gravimetrice, cu anomaliile magnetice (Gavăț et al., 1963) a permis obținerea unor *imagini ale caracteristicilor geotectonice generale*. Rezultatele obținute sunt prezentate în figura 9.

*Interpretarea geologică integrată a anomaliilor gravimetrice și magnetice* a făcut posibilă elaborarea unui studiu preliminar asupra fundamentului cristalin al țării noastre, folosind drept *criterii de separare* a diferitelor unități mari geologice morfologia caracteristică și diferențiată a anomaliilor majore, pentru diferite elemente tectonice ale catenei carpatice și ale depresiunilor adiacente. Relațiile structurale sunt marcate prin linii trasate aproape în totalitate pe baza datelor gravimetrice și care exprimă, așa cum am mai arătat, raporturi între masele crustale și subcrustale care ocupă volume importante (linii de ordinul I), relații care afectează cel puțin două unități tectonice (linii de ordinul II) și relații între diferite compartimente ale aceleiași unități tectonice

(linii de ordinul III). Aceste linii corespund la zone de gradient orizontal intens al câmpului gravitației sau la limite între arii cu morfologie complet diferită a anomaliilor gravimetrice.

În ariile de cutare alpino-carpatică au fost puse în evidență fracturi profunde, care au afectat fundamentul cristalin și compartimentele acestuia. Aceste fracturi au străbătut în câteva cazuri structura profundă a sistemului muntos, depresiunile, ca și fundamentul avanfosei carpatice Fig. 9, care prezintă o imagine unitară asupra compartimentării și dispoziției spațiale a fundamentului cristalin în țara noastră, permițând *corelarea acestor informații de adâncime cu datele geologice de suprafață* și, într-o mare măsură *cu hărțile cu izoseiste* ale cutremurelor vrâncene majore din: 4.03.1977 (Fig. 14), 30.08.1986 (Fig. 15), 30.05.1990 (Fig. 16), 31.05.1990 (Fig.17) și evident *cu Harta de Zonare Seismică a teritoriului României* (Fig.1). De asemenea, se remarcă o corelație între imaginile izoseitelor cutremurele amintite și imaginile anomaliilor regionale Bouguer (Fig.10), izostatice (Fig.11) și cu imaginea anomaliilor regionale în aer liber (fig.12). Aceste asemănări pledează pentru studiul integrat geologo-geofizico-seismologic al teritoriului și, de aceea, *propunem o metodologie complexă de elaborarea hărților de H.S.L.L.U.* Pentru aceasta sunt necesare *materiale și informații din domeniile* (vezi schema 1) în care sunt prezentate și conexiunile între etapele de cercetare integrate precum și o prezentare *”in extenso”* a acestora (vezi lista de mai jos):

### 7.1. Metode seismologice

- 7.1.1 Întocmirea *Catalogului* pentru *cutremurele istorice* cu intensitate,  $I \geq 5$ ;
- 7.1.2 Evaluarea, reevaluarea și armonizarea *hărților cu izoseiste*, conform normelelor tehnice europene;
- 7.1.3 Întocmirea *Atlasului hărților cu izoseiste*;
- 7.1.4 *Studiul corelațiilor* ( $I, M, h, \Delta, \beta$ );
- 7.1.5 Întocmirea *Catalogului cutremurelor* pentru diferite niveluri de magnitudine ( $M$ ) și pentru diferite perioade de timp;
- 7.1.6 Studiarea *preșocurilor și replicilor cutremurelor majore și a roiurilor* de cutremure; Întocmirea *Catalogului cutremurelor fără preșocuri, roiuri și replici*;
- 7.1.7 Studiarea *relațiilor frecvență-magnitudine* pentru cutremurele istorice cu intensitate,  $I \geq 5$  și magnitudinea,  $M \geq 3$ , (din catalogul de la punctul 7.1.1);
- 7.1.8 Întocmirea *hărții de zonare seismică a teritoriului României*, pe baza hărților cu izoseiste reevaluate, (de la punctul 7.1.2);
- 7.1.9 Determinarea *relațiilor frecvență-magnitudine* pentru toate cutremurele din *Catalogul întocmit fără preșocuri, roiuri și replici* (vezi catalogul de la punctul 7.1.6);
- 7.1.10 Determinarea *relațiilor frecvență-magnitudine* pentru *Zona Surselor Seismice*; 7.1.11
- 7.1.11 Întocmirea *hărții epicentrele cutremurelor din catalogul* 7.1.6);

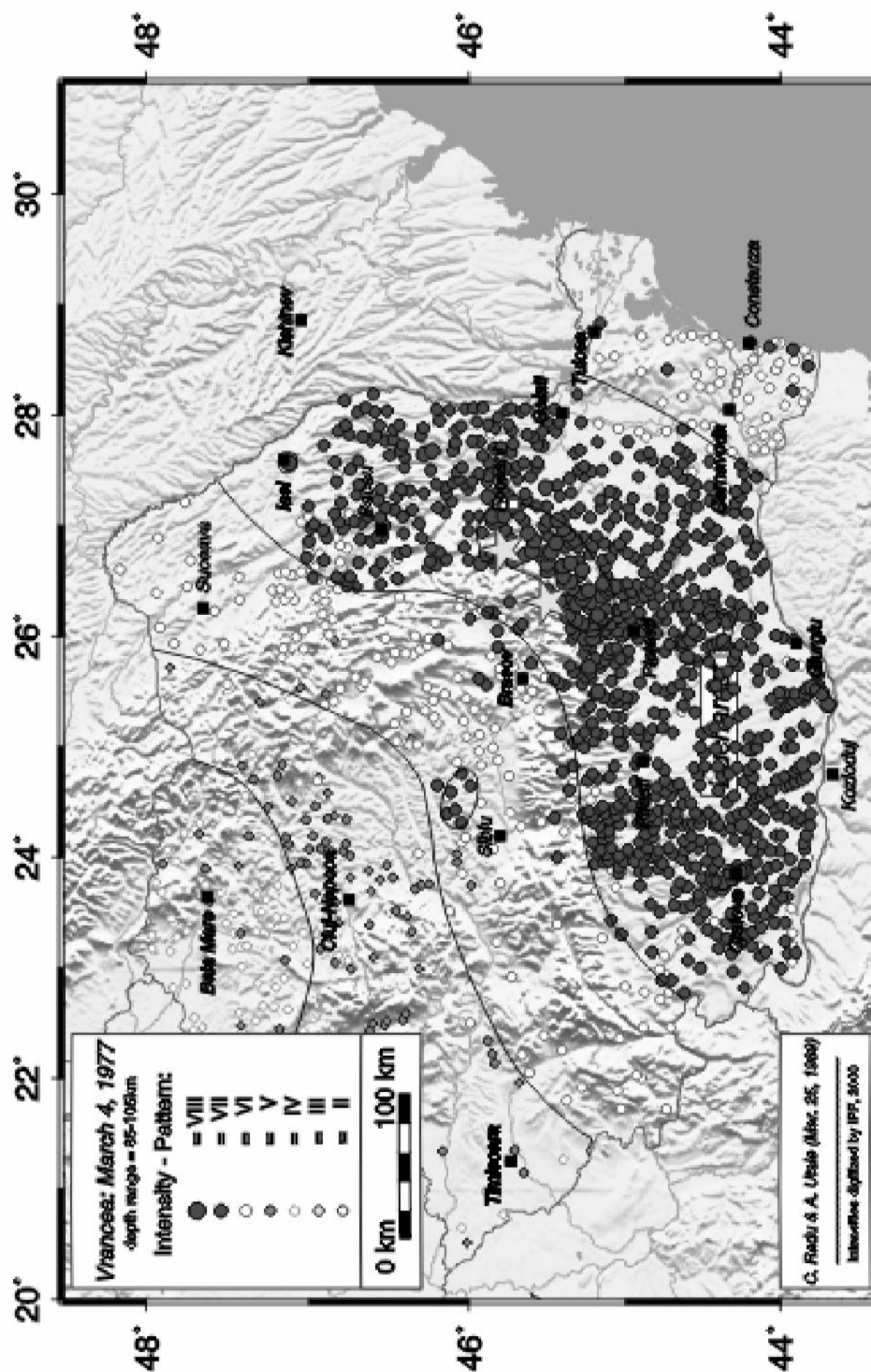


Figura 14 – Harta macroseismică a cutremurului din 4 Martie 1977.





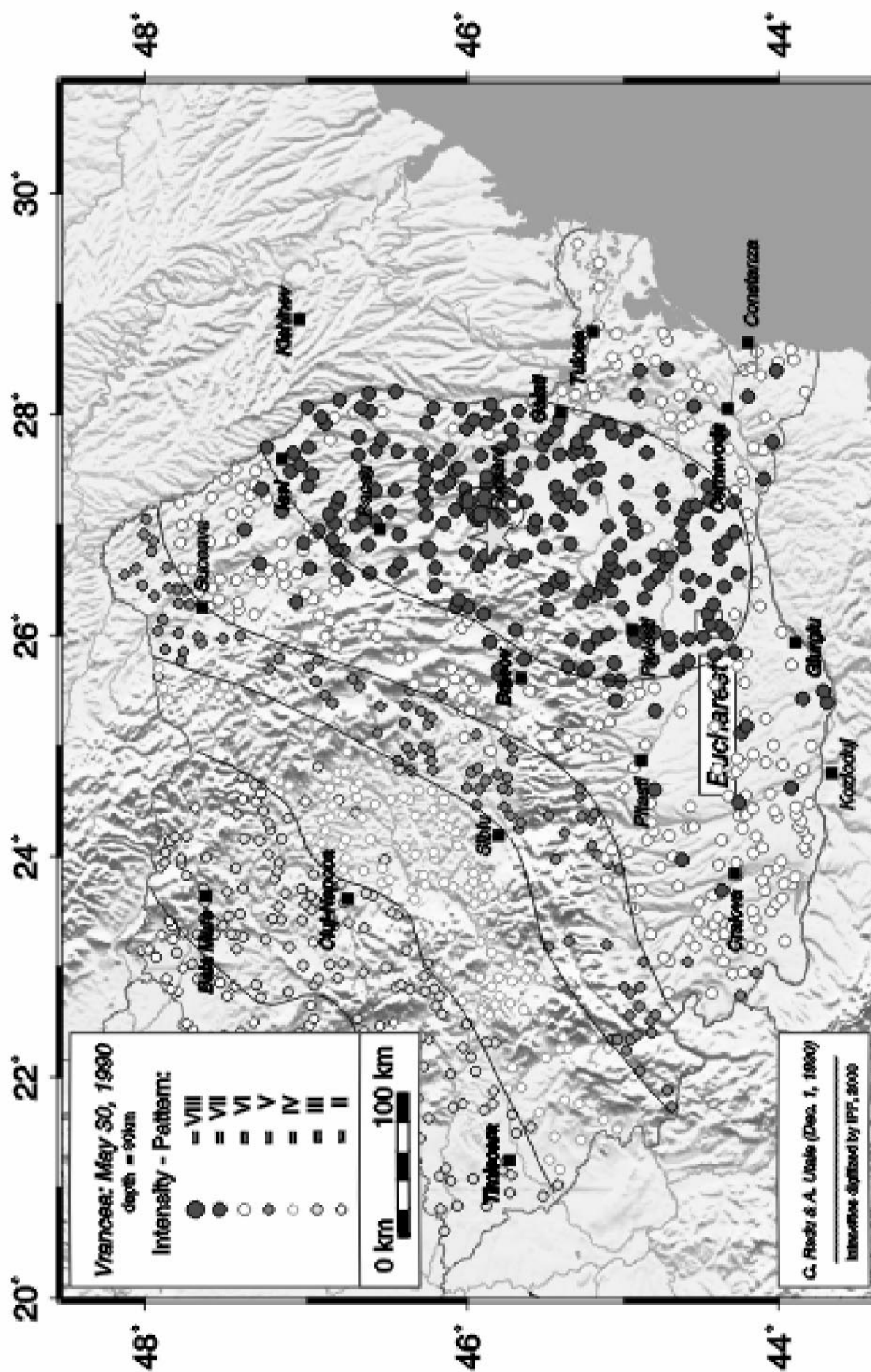


Figura 16 – Harta macroseismică a cutremurului din 30 Mai 1990.



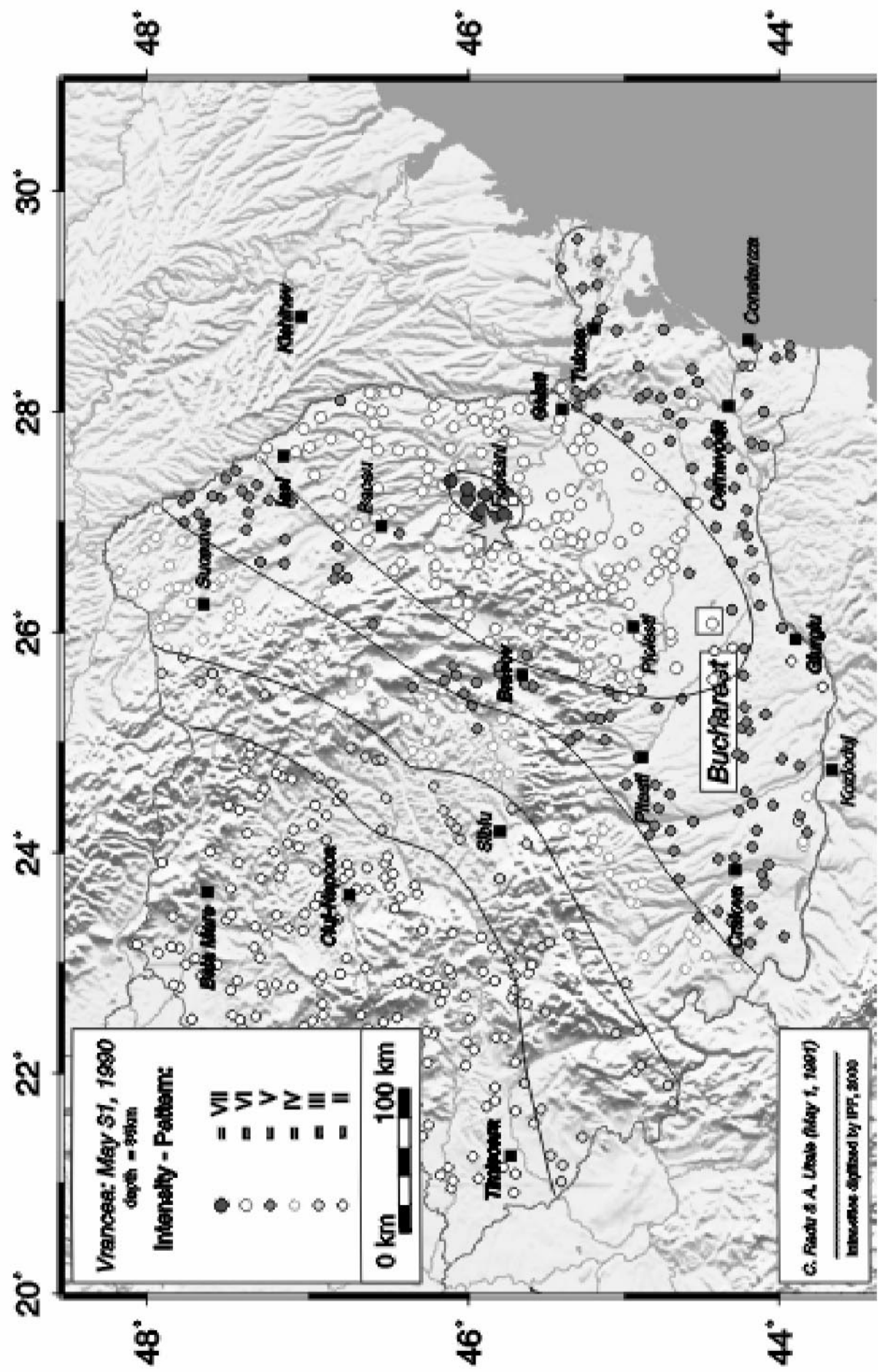
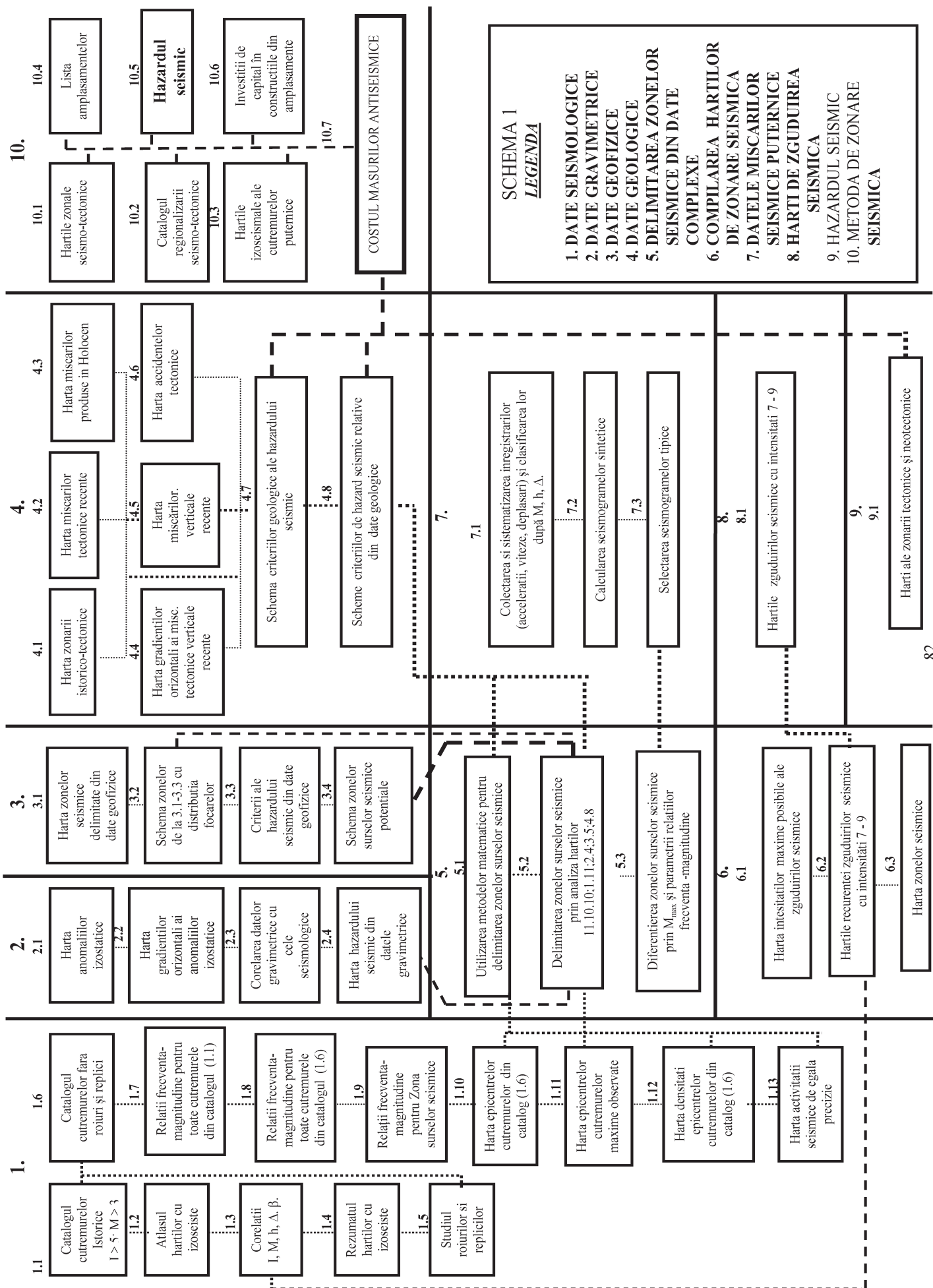


Figura 17 – Harta macroseismică a cutremurului din 31 Mai 1990.





7.1.12 Întocmirea *hărții epicentrelor cutremurelor maxime observate*;

7.1.13 Întocmirea *hărții densității epicentrelor conținute în catalogul (7.1.6)*;

7.1.14 Întocmirea *hărții activității seismice de egală acuratețe*;

## **7.2 Metode geofizice**

7.2.1 Întocmirea *hărții anomaliilor izostatice*;

7.2.2 Întocmirea *hărții gradientilor orizontali ai anomaliilor izostatice*;

7.2.3 Corelarea *datelor gravimetrice cu cele seismologice*;

7.2.4 Întocmirea *hărții hazardului seismic din datele gravimetrice*;

7.2.5 Întocmirea *hărții zonelor crustei, delimitate din date geofizice*;

7.2.6 Corelarea zonelor cu distribuția focarelor cutremurelor;

7.2.7 Întocmirea *schemei criteriilor hazardului seismic*;

7.2.8 Întocmirea *schemei zonelor surselor seismice potențiale*;

## **7.3 Metode geologice**

7.3.1 Întocmirea *hărții tectono-istorice a regiunii*;

7.3.2 Întocmirea *hărții mișcărilor tectonice recente*;

7.3.3 Întocmirea *hărții gradientilor orizontali ai mișcărilor tectonice verticale*;

7.3.4 Întocmirea *hărții mișcărilor produse în Holocen*;

7.3.5 Întocmirea *hărții mișcărilor recente*;

7.3.6 Întocmirea *hărții faliilor tectonice*;

7.3.7 Întocmirea *schemei criteriilor geologice ale hazardului seismic*;

7.3.8 Întocmirea *schemei criteriilor de hazard seismic relativ, conform datelor geologice*.

## **7.4 Delimitarea zonelor seismice din date complexe**

7.4.1 Utilizarea *metodelor matematice pentru delimitarea zonelor surselor seismice*;

7.4.2 Delimitarea *zonelor surselor seismice prin analiza hărților 7.1.10; 7.1.11; 7.2.4; 7.2.8; 7.3.8*;

7.4.3 Diferențierea *zonelor surselor seismice prin  $M_{max}$  și parametrii relațiilor frecvență - magnitudine*.

## **7.5 Compilarea hărților de zonare seismică**

7.5.1 Întocmirea *hărții mișcărilor seismice maxime posibile*;

7.5.2 Întocmirea *hărții recurenței mișcărilor seismice cu intensități VII –IX*;

7.5.3 Întocmirea *hărții de zonare seismică*.

## 7.6 Date privind mișcările seismice puternice

7.6.1 Colectarea și sistematizarea înregistrărilor de *acceleerații, viteze, deplasări; clasificarea înregistrărilor după  $M$ ,  $h$ ,  $\Delta$* ;

7.6.2 Calcularea *seismogramelor sintetice*;

7.6.3 Selectarea *seismogramelor tipice*;

## 7.7 Hărțile mișcărilor (zguduirilor) seismice

7.7.1 Întocmirea *hărții mișcărilor (zguduirilor) seismice cu intensități VII-IX*.

## 7.8 Hazardul seismic

7.8.1 Întocmirea *hărții tectonice și neotectonice la scară regională*;

7.8.2 Întocmirea *Cataloagelor cutremurelor în regiuni omogene din punct de vedere tectonic*;

7.8.3 Întocmirea *hărților cu izoseiste pentru cutremurele puternice*;

7.8.4 *Calcularea hazardului seismic*.

## 7.9 Metoda seismotectonică de zonare seismică

Întocmirea hărților regionale prin metoda seismotectonică.

Convențional, pe baza datelor seismice istorice și instrumentale, teritoriul României a fost împărțit în 9 provincii fiziografico-seismologice, subîmpărțite la rândul lor în părți mai mici denumite zone (Constantinescu L. & Mârza V., 1980), Fig.18. Tabelul 2.

În general, este unanim acceptată ipoteza că *Zona Seismogenă Vrancea*, situată la curbura Carpaților Orientali, este centrată pe o triplă joncțiune activă a următoarelor unități tectonice majore: *Placa Est-Europeană, subplaca Intra-Alpină și subplaca Moesică*.

Strâns legat de distribuția focarelor în *Zona Seismogenă Vrancea*, menționăm existența unei puternice mișcări neotectonice ascensionale, precum și îngroșarea mare a păturii sedimentare, în total 18 Km, din care 12 km revin depozitelor sarmato-pliocene (Gavăt et al., 1973).

În *Zona Seismogenă Vrancea*, cutremurele se produc, atât în interiorul crustei terestre (cutremure intracrustale, cu adâncimi mai mici de 60-70 km) cât și, mai ales, sub crustă (cutremure subcrustale, cu adâncimi de peste 70 km).

Ipoteza existenței triplei joncțiuni active, în zona de curbură a Carpaților Orientali este susținută, pe de o parte de prestigioase lucrări științifice, privind tectonica și seismicitatea teritoriului României și, pe de altă parte, de informații istorice, ipoteza fiind verificată de geneza cutremurelor caracteristică pentru *Zona Vrancea*.

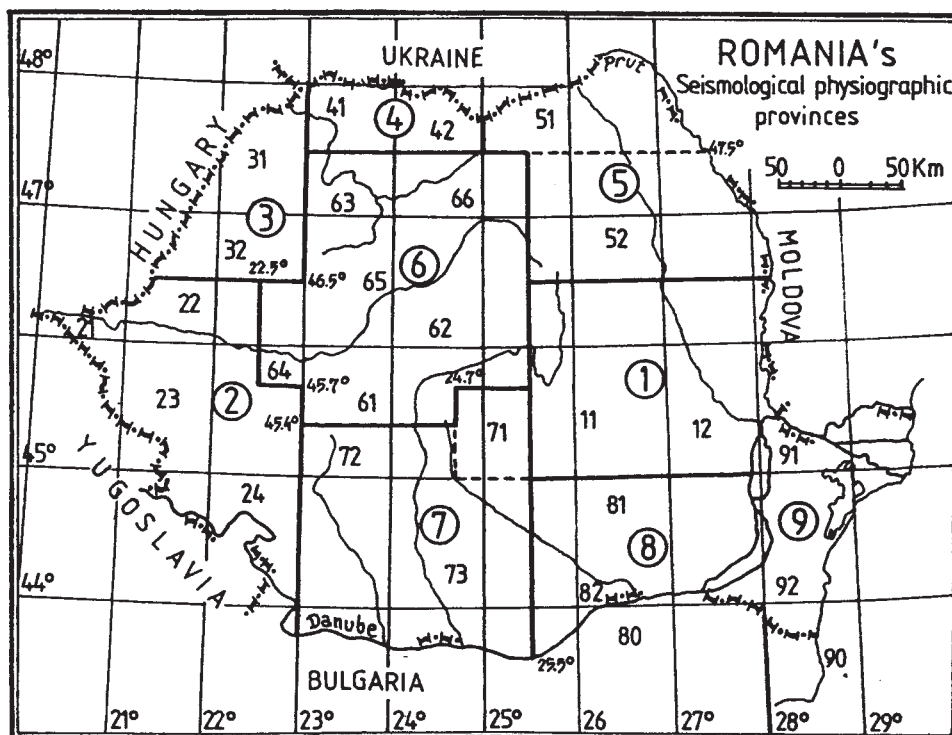


Fig. 18 - Provinciile fiziografico-seismologice

Această ipoteză este susținută de lucrări de referință clasice și moderne, cum ar fi: Cutremurele de Pământ din România (Atanasiu, I., 1961; Geotektonische Werdegang der Karpathen, (Stille, 1953), sinteza geologică intitulată: Harta tectonică internațională a Europei (1962-1964), în care au fost sintetizate și date privind teritoriul României (Dumitrescu et al., 1964), de asemenea, prima ediție a Hărții tectonice a României (Dumitrescu et al., 1962) și a doua ediție a Hărții tectonice a României (Dumitrescu and Săndulescu, 1971).

În anul 1974 au fost publicate sinteze privind Carpații românești cu date integrate în hărțile Regiunii Carpato-Balcanice (Dumitrescu and Săndulescu, 1974; Bleahu, M., 1974; Săndulescu et al., 1974; Lupu, 1974 etc).

De asemenea, contribuții științifice importante pentru studiul seismicității teritoriului României, au fost aduse de proiectele de colaborare internațională, cum ar fi: Proiectul Internațional PNUD/UNESCO RER/004 (la care au participat Albania, Bulgaria, Grecia, Iugoslavia, România și Turcia) și de colaborările recente sau în desfășurare sub forma unor proiecte internaționale.

Ca un corolar al tuturor studiilor de seismicitate comparată putem afirma, cu certitudine, că, teritoriul României, situat în ansamblul geodinamic al regiunii alpine est-mediteraneene, este caracterizat printr-o seismicitate ridicată, asemănătoare cu cea a Greciei, Turciei și Italiei, din ansamblul seismotectonic al Europei și cu seismicitatea altor țări din lume (Japonia, China, USA, etc.).

**Tabelul 2**

Provincii	Cod	Zone
Vrancea	1	11 Cutremure intermediare
		12 Cutremure normale
Banat	2	21 Sinnicolau Mare
		22 Arad
		23 Timișoara
		24 Moldova Nouă
		20 Granița Româno- Serbia
Crișana	3	31 Carei
		32 Bihor
		30 Granița Româno-Ungară
Maramureș	4	41 Oaș
		42 Viseu
		40 Granița de nord Româno-Ungară
Moldova	5	51 Bucovina
		52 Moldova Centrală
Transilvania	6	61 Făgăraș
		62 Târnăveni
		63 Sălaj
		64 Deva
		65 Cluj
		66 Bistrița
Muntenia de Vest	7	71 Câmpulung
		72 Oltenia de Nord
		73 Oltenia de Sud
Muntenia de Est	8	81 Nordul Câmpiei Române
		82 Sudul Câmpiei Române
		80 Granița Româno-Bulgară
Dobrogea	9	91 Dobrogea de Nord
		92 Dobrogea de Sud
		90 Marea Neagră

## 8. DATE STATISTICE ȘI ELEMENTE DE SEISMICITATE

Din statistica activității seismice prezentată de *Catalogul cutremurelor românești, Romplus*, integrat în *Catalogul european Eurobull* (Oncescu et al., 2000), bazat pe date istorice și instrumentale, rezultă că în intervalul de timp 984 - 2000, pe teritoriul României s-a produs un număr de peste 7000 de evenimente seismice naturale cu magnitudini mai mari de 3.

Frecvența și distribuția cutremurelor pe teritoriul României, în funcție de magnitudine este prezentată în Tabelul 3.

Așa cum am menționat anterior, complexitatea și varietatea tectonicii teritoriului României și în special a zonei de curbură a Carpaților Orientali, determină producerea în acest areal a două tipuri de cutremure: *intracrustale*, în interiorul crustei terestre (cu adâncimi mai mici de 60-70 km) și cutremure *subcrustale*, sub crustă (cu adâncimi de peste 70 km).

Pe ansamblu, seismicitatea teritoriului României, poartă amprenta puternic determinantă a "Zonei Seismogene Vrancea".

*Zona Seismogenă Vrancea* poate fi caracterizată prin următoarele particularități:

- aria epicentrală este de aproximativ 2100 Km<sup>2</sup>;
  - existența unor anumite regularități în producerea cutremurelor;
  - persistența, la scara globală, a focarelor în aproximativ același loc;
  - înalta rată a seismicității (4-5 seisme distrugătoare pe secol);
  - apariția, în general, a șocurile principale ca dubleți;
  - suprafețele mari pe care se produc efecte macroseismice asociate acestor cutremure,
- care uneori depășesc frontierele țării, efectele puternice manifestându-se în zona părții de nord a Bulgariei (Zona *Nicopol-Sviștov-Ruse-Razgrad*), unde intensitățile pot atinge VIII grade Mercalli;

**Tabelul 3.**

Nr. crt.	Provincii	M <sub>w</sub>						
		4 - 4.5	4.5 – 5	5 – 5.5	5.5 - 6	6 - 6.5	6.5 - 7	> 7
		Numărul de cutremure						
1	Vrancea	346	225	120	74	51	32	37
2	Banat	14	29	9	4	1	0	0
3	Crișana	3	2	0	1	1	0	0
4	Maramureș	7	4	2	0	0	0	0
5	Moldova	7	4	1	1	0	0	0
6	Transilvania	7	3	8	6	7	3	0
7	Muntenia de V	15	8	5	2	4	1	0
8	Muntenia de E	1	2	3	1	1	1	0
9	Dobrogea	9	7	5	1	1	0	1

- particularitățile seismogenezei sunt asemănătoare zonelor seismice din *Hindukush din Afganistan, insulele Santa Cruz și Bucaramanga din Columbia*;
- hipocentrele cutremurelor subcrustale majore sunt cuprinse între 60-200 km;

- procesele de seismogeneză, precum și particularitățile tectonice, structurale și geologice determină forma puternic alungită a izoseistelor pe direcția NE-SV (vezi Harta macroseismică a cutremurului din 4 martie 1977, Fig. 14) și apariția unor amplificări locale ale intensității seismice la distanțe de 200-300 km de epicentru, efectele macroseismice manifestându-se la distanțe mari Varșovia, St. Petersburg, Moscova, Constantinopol (Istanbul), Sofia, Belgrad, Budapesta, etc.;

- cutremurele vrâncene afectează circa 50% din teritoriul țării .

De asemenea, analiza detaliată a regimului seismic al cutremurelor subcrustale ( $h > 60\text{km}$ ) din *Zona Seismogenă Vrancea* a scos în evidență și faptul că acestea se grupează în timp, ceea ce confirmă Autoorganizare, Self-Similaritatea și Multifractalitatea activității seismice în Vrancea.

Așa cum am menționat mai sus, o caracteristică interesantă, specifică *Zonei Seismogene Vrancea* este producerea așa numiților ”*multipleți seismici*” (vezi Tabelul 4 în care este prezentată statistica multipleților seismici intermediari produși în ultimii 100 de ani).

Cel mai puternic cutremur vrâncean, produs la 26 octombrie 1802, a provocat efecte macroseismice pe un enorm domeniu al suprafeței terestre, mărginit de o curbă închisă trecând prin Varșovia, St. Petersburg, Moscova, Constantinopol (Istanbul), Sofia, Belgrad, Budapesta, etc. Evident, cele mai puternice efecte ale acțiunii seismice ale acestui cutremur major (menționate în documentele vremii) au fost produse pe teritoriul României și pe suprafețele teritoriilor statelor vecine. După aria impresionantă de manifestare a efectelor macroseismice se poate deduce că seismul s-a produs sub crusta terestră (subcrustal), la o adâncime probabilă de peste 150 km. Un alt cutremur vrâncean, asemănător prin efectele macroseismice (menționate în cronicile vremii), cu importante pierderi de vieți umane și distrugerii materiale, pe o arie extinsă pe teritoriile actualelor state Ucraina, Moldova, Ungaria și în Peninsula Balcanică, a fost cel din 23 ianuarie 1838.

Pe lângă cutremurele cu asemenea adâncimi s-au mai produs și cutremure intracrustale devastatoare cum ar fi cel de Șabla produs la data de 31 martie 1901,  $M_s = 7.2$ ,  $I_o = 10$  grd. Mercalli (cu epicentrul în Marea Neagră) și cel din zona Făgăraș (26 ianuarie 1916,  $M_s = 6.4$ ,  $I_o = 8$  grd. Mercalli).

Un pas important în obținerea distribuțiilor spațiale și implicit în determinarea hazardului seismic este selectarea parametrilor dependenți și independenți specifici mișcărilor puternice. În terminologia statistică parametri ce trebuie prezii sunt considerați variabile dependente, iar cei folosiți la prezicerea acestor variabile sunt variabile independente.

Parametrii selectați trebuie să fie reprezentativi pentru performanțele seismice ale structurilor ce au cel mai mult de suferit în timpul unui cutremur mare și de aceea au existat întotdeauna controverse legate de alegerea celui mai bun parametru.

Cei mai folosiți parametri dependenți sunt: intensitatea macroseismică, viteza maximă, spectrul de răspuns, accelerația maximă, accelerația pătratică medie, spectrul Fourier, densitatea spectrală de putere și intensitatea spectrală.



Ca parametri independenți pot fi aleși: mecanismul focal, magnitudinea moment sau magnitudinea locală, intensitatea maximă, distanțele hipo și epicentrale, azimutul și în cele din urmă diferiți parametri locali ce caracterizează geologia amplasamentului și elementele structurale.

După selectarea parametrilor dependenți și independenți, trebuie aleasă baza de date. Criteriile de selecție trebuie stabilite astfel încât să asigure standardele de calitate și consistență. În cazul în care aceste condiții nu sunt îndeplinite, în analiză sunt introduse erori care duc la creșterea nesiguranței în predicție.

Pentru evitarea acestor fenomene, datele selectate trebuie să fie reprezentative pentru regiunile și sursele seismice investigate, aparatura folosită trebuie să aibă caracteristici de răspuns similare, iar tehnicile de prelucrare trebuie să fie corecte și să nu introducă erori suplimentare.

Datele trebuie astfel selectate încât să reprezinte rangul parametrilor pentru care urmează să se realizeze predicțiile. Includerea unor date aflate în afara acestui rang poate duce la creșterea erorilor și a împrăstierii predicțiilor.

O altă sursă potențială de erori în determinarea coeficienților regresiei apare atunci când variabilele independente sunt corelate statistic. Identificarea acestor corelații se face de obicei grafic prin reprezentarea graficelor de împrăștiere a datelor (vezi figura 19).

Consistența bazei de date poate fi obținută fie prin excluderea acelor înregistrări care nu îndeplinesc condițiile predicției sau din contră prin includerea altor parametri care să țină cont de caracteristicile predicției.

Prima variantă este folosită atunci când înregistrările nedorite reprezintă doar un procentaj relativ mic din setul total de date, astfel încât, analiza statistică să rămână stabilă și în urma eliminării.

Împărțirea datelor se face în funcție de zona tectonică, magnitudine și caracteristici locale (fig. 19). A doua variantă este folosită în cazurile cu seturi mici de date când este imposibilă eliminarea datelor fără a fi afectată stabilitatea analizei statistice. Datele nu trebuie eliminate din setul de lucru atunci când reprezintă o caracteristică aleatoare a unui cutremur, a drumului de parcurs, a efectelor locale sau de structură.

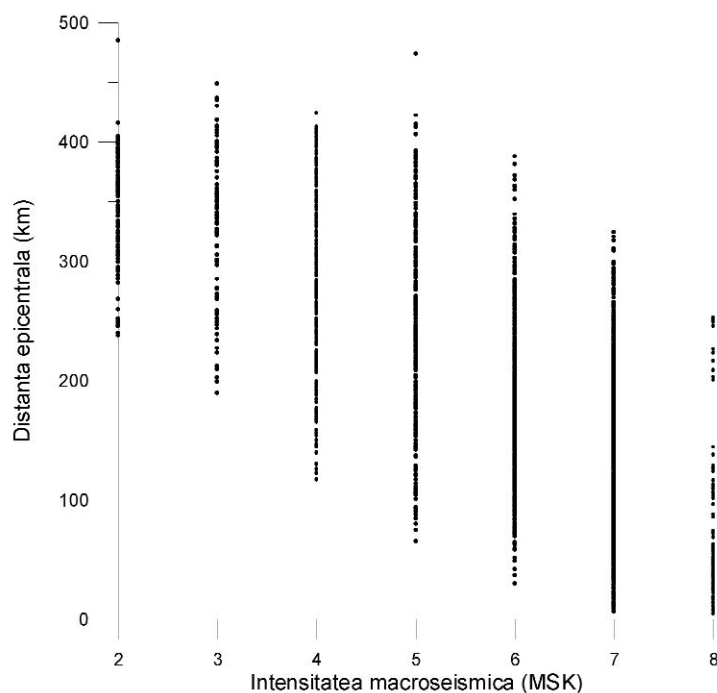
De exemplu, variația azimutală a mișcării solului nu este dependentă, ci este corelată cu tipul de radiație în sursă și cu directivitatea. De aceea, este necesară cunoașterea tipului și direcției de rupere, caracteristici de obicei necunoscute dinainte, ci doar presupuse. Erorile introduse în acest caz reflectă o incertitudine reală, aleatoare în cazul predicției unui parametru al mișcării solului și nu una introdusă artificial de metodele de calcul.

Cele mai puternice cutremure produse în *Zona Seismogenă Vrancea* sunt prezentate în Tabelul 5.

**Tabelul 4**

Nr.	Data	$M_{GR}$	$I_0$ (MSK-64)	Observații
1	1888 AUG. 19	6.2	VII <sub>1/2</sub>	Singular
2	1893 MAI. 01	5.9	VI <sub>1/2</sub>	Triplet
3	1893 AUG. 17	6.5	VIII	
4	1893 SEP. 10	6.2	VII	
5	1894 MAR. 04	6.2	VII	Doublet
6	1894 AUG. 31	6.8	VIII	
7	1903 SEP. 13	6.0	VI <sub>1/2</sub>	Doublet
8	1904 FEB. 06	6.3	(VI)	
9	1908 OCT. 06	6.8	VIII	Singular
10	1912 MAI. 25	6.4	VII	Triplet
11	1912 MAI. 25	5.8	VI	
12	1912 MAI. 25	5.4	V <sub>1/2</sub>	
13	1934 MAR. 29	6.3	(VIII)	Singular
14	1939 SEP. 05	6.1	(VI)	Singular
15	1940 OCT. 22	6.2	VII	Doublet
16	1940 NOV.10	7.4	IX <sub>1/2</sub>	
17	1945 SEP. 07	6.5	VII <sub>1/2</sub>	Doublet
18	1945 DEC. 09	6.2	VII	
19	1948 MAI. 29	6.0	VI <sub>1/2</sub>	Singular
20	1976 OCT. 01	6.0	VI	Singular
21	1977 MAR. 04	7.2	IX	Singular
22	1986 AUG. 30	7.0	VIII <sub>1/2</sub>	Singular
23	1990 MAI. 30	6.7	VIII	Doublet
24	1990 MAI. 31	6.0	VI <sub>1/2</sub>	

Așa, cum se observă din Tabelul 4, în ultimii 60 de ani, România a fost calamitată de cutremurele intermediare majore din: 10 noiembrie 1940 (Gutenberg-Richter magnitudine 7.4); 4 martie 1977 (magnitudine 7.2), care prin efectele acțiunii mișcărilor seismice asupra mediului înconjurător, construcțiilor (civile, industriale, militare, etc.) și scoarței terestre au cauzat nenumărate victime umane și uriașe pierderi materiale. Ultimele cutremure intermediare majore s-au produs la 30 august 1986 ( $M_S=6.7$  și  $M_W=7.1$ ), 30 mai 1990 ( $M_S=6.1$  și  $M_W=6.9$ ) și 31 mai 1990 ( $M_W=6.4$ ),



**Figura 19. Distribuția intensităților macroseismice.**

Recent a fost reactualizat și modernizat catalogul românesc al cutremurelor denumit Romplus și integrat în catalogul european Eurobull (Oncescu et al., 2000). Catalogul conține un număr de peste 7500 de cutremurele de pământ (crustale și subcrustale) produse pe teritoriul României în perioada 984-2002 (luna ianuarie). Pentru cutremure a căror intensitate maximă/intensitate epicentrală, a fost cuprinsă în domeniul V-X grade (MSK), au fost întocmite hărți cu izoseiste. Pe baza acestor hărți au fost determinate legile de atenuare a intensității seismice pentru un set de 26 cutremure intermediare vrâncene ( $M_{GR} \geq 6$ ) produse în ultima sută de ani. (Mârza & Pânte, 1994), Tabelul 5 și pentru un set de 20 cutremure crustale (Pânte, 1994), Tabelul 6.

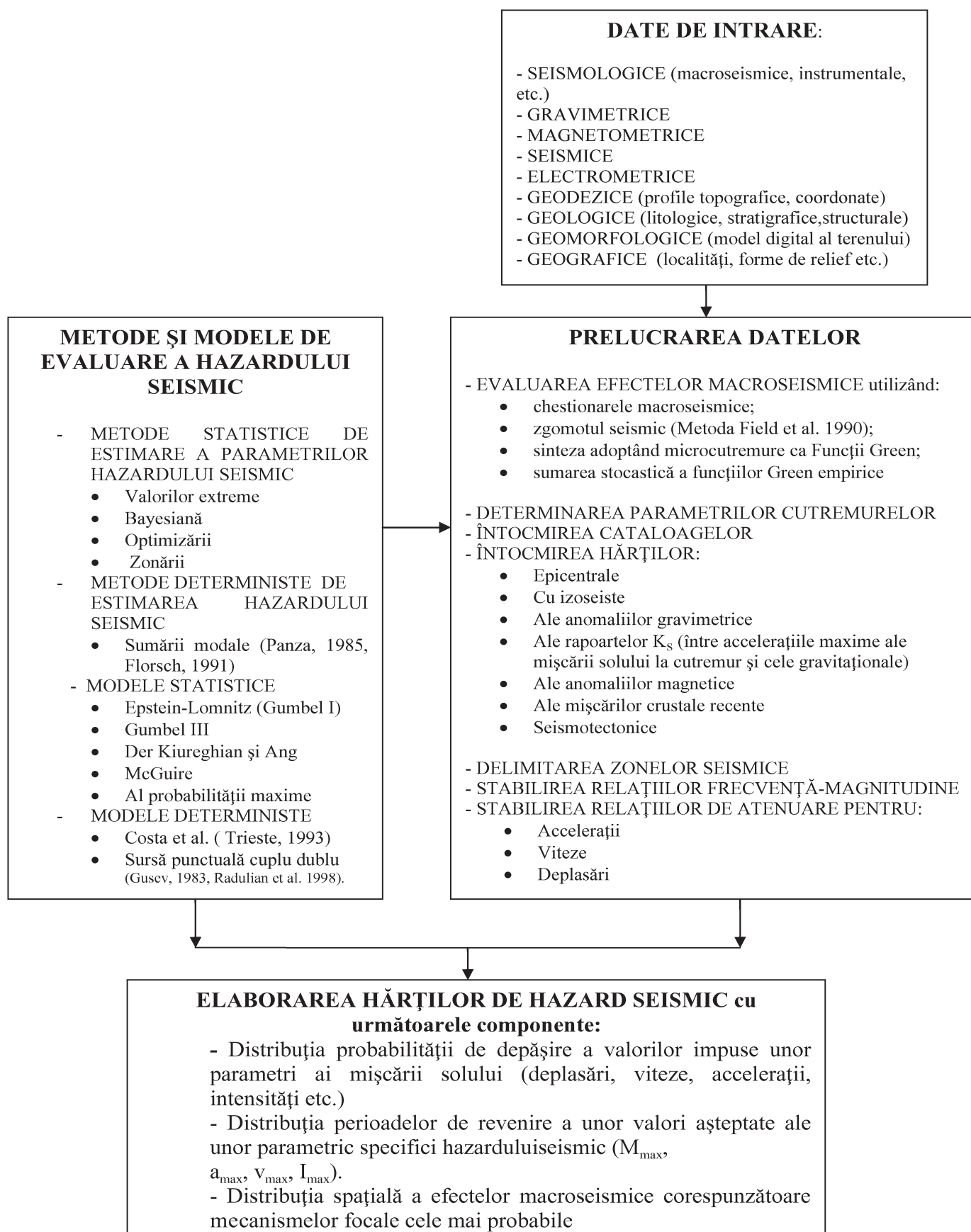
**Tabelul 5**  
**Cutremure intermediare pentru care au fost întocmite hărți cu izoseiste**

Nr.	Data	$I_{\max}$ (MSK)	$\Delta I$	$M_{GR}$	Adâncimea
1	1790 APR. 06	VIII <sub>1/2</sub>	VIII-V	6.8	-
2	1802 OCT. 26	X	IX <sub>1/2</sub> -IV <sub>1/2</sub>	7.7	-
3	1821 NOV. 17	VII <sub>1/2</sub>	VII-V	6.2	-
4	1829 NOV. 26	VIII <sub>1/2</sub>	VIII <sub>1/2</sub> -VI	7.0	-
5	1838 IAN. 23	IX <sub>1/2</sub>	IX-V	7.3	-
6	1893 AUG. 17	VIII <sub>1/2</sub>	VIII-IV	6.8	-
7	1893 SEP. 10	VII <sub>1/2</sub>	VII-III	6.5	-
8	1903 SEP. 13	VI <sub>1/2</sub>	VI-III	5.7	70
9	1904 FEB. 06	VI <sub>1/2</sub>	VI-II	6.3	75
10	1912 MAI. 25	VII <sub>1/2</sub>	VII-IV	6.4	90
11	1929 NOV. 01	VII	VI-V	5.8	160
12	1934 MAR. 29	VIII	VIII-IV	6.3	90
13	1938 IUL. 13	VI	VI-III	5.6	120
14	1940 IUN. 24	V <sub>1/2</sub>	V-II	5.5	115
15	1940 OCT. 22	VII <sub>1/2</sub>	VII-III	6.5	125
16	1940 NOV 10	IX <sub>1/2</sub>	IX-VI	7.4	135
17	1953 MAI. 17	V	V-III	5.0	140
18	1954 APR 13	IV <sub>1/2</sub>	IV-III	4.9	120
19	1955 MAI. 01	V	V-III	5.4	135
20	1963 IAN. 14	VI	V-III	5.4	117
21	1965 IAN. 10	VI	V-III	5.4	128
22	1966 OCT. 02	VI	V-III	5.5	140
23	1977 MAR. 04	IX	VIII <sub>3/4</sub> -VI	7.2	109
24	1986 AUG. 30	VIII <sub>1/2</sub>	VIII-III	7.0	144
25	1990 MAI. 30	VIII	VIII-III	6.7	91
26	1990 MAI 31	VII	VII-III	6.1	83

**Tabelul 6**  
**Cutremure crustale pentru care au fost întocmite hărți cu izoseiste**

Nr.	Data			Timpul			Localizarea		Adânc.	M <sub>s</sub>	I <sub>0</sub>
	Anul	Luna	Ziua	Ora	Min.	Sec	Lat.(N)	Long.(E)			
1.	1878	Oct.	10	15	45		44.7	21.6	-	-	VIII
2.	1879	Oct.	11	02	45		44.7	21.6	-	-	VIII
3.	1900	Ian.	29	01	15		46.0	21.2	-	-	VI-VII
4.	1901	Mar.	31	07	10	24	43.4	28.7	14	7.2	X
5.	1908	Mar.	13	00	40		45.5	27.9	25	4.5	V
6.	1911	Sep.	08	12	09		43.4	28.1	10	4.8	VI
7.	1913	Iun.	14	09	33		43.1	25.7	30	7.0	IX-X
8.	1915	Ian.	25	07	55		43.6	27.3	30	5.0	V-VI
9.	1916	Ian.	26	07	37	54	45.4	24.6	21	6.4	VIII
10.	1926	Aug.	10	01	10		48.02	23.7	5	4.0	VII
11.	1936	Sep.	06	04	49	02	45.7	21.1	5	4.8	VII
12.	1949	Iul.	14	10	09		44.1	21.0	7	4.9	VII
13.	1956	Oct.	01	23	23	54	45.4	21.1	5	-	V-VI
14.	1957	Sep.	22	14	44		45.7	26.6	5	3.8	V-VI
15.	1959	Mai	27	20	38	26	45.7	21.1	5	5.0	VII-VIII
16.	1960	Oct.	22	19	17	48	45.6	21.1	12	4.2	VI
17.	1963	Iul.	26	04	17		42.0	21.4	13	6.1	IX
18.	1966	Iun.	10	09	12	41	45.1	25.1	32	4.6	IV-V
19.	1967	Feb.	27	21	00	42	44.9	26.7	42	5.0	V
20.	1969	Apr.	12	20	38	39.5	45.3	25.1	8	5.2	VI
21.	1991	Iul.	12	10	42	21.4	45.38	21.05	11	5.6	VIII
22.	1991	Iul.	18	11	56	31	44.9	22.35	12	5.6	VIII
23.	1991	Dec.	02	08	49	41.0	45.45	21.12	9	5.5	VIII
24.	1991	Dec.	19	03	12	19.3	45.8	21.78	12.1	4.1	V
25.	1992	Dec.	19	09	34	05.4	45.58	20.94	10	3.5	V <sub>1/2</sub>
26.	1996	Mar.	24	08	13	26.3	45.51	21.31	6	3.5	V

## 9 SCHEMA LOGICĂ A METODOLOGIEI DE ELABORARE A HĂRȚILOR DE HAZARD SEISMIC LOCAL PENTRU LOCALITĂȚI URBANE (H.S.L.L.U.).





### Aplicarea modelului valorilor extreme la determinarea hazardului seismic în România

Acest model a fost aplicat de Enescu et al. (1974), Pântea et al., (1983), Jianu și Pântea (1994a și 1994b) și are ca scop principal determinarea producerii celui mai mare cutremur în timp.

În tabelul 7 sunt prezentate valorile magnitudinii și ale funcției cumulate de distribuție  $G(y)$  din relația .

$$G(Y)_{(j)} = \frac{j}{n+1} = \frac{j}{41} \quad (120)$$

**Tabelul 7. Rezultatele primare ale analizei primei distribuții asimptotice a valorilor extreme (după Enescu et al. 1974).**

Anul	M=y	j	Y(j)	G(Y) <sub>(j)</sub> x10 <sup>-3</sup>	Anul	M	J	Y(j)	G(Y) <sub>(j)</sub> x10 <sup>-3</sup>
1934	6.3	1	4.2	24.39	1954	4.9	21	5.1	512.2
1935	5.5	2	4.2	48.78	1955	5.4	22	5.2	536.59
1936	5.1	3	4.5	73.17	1956	4.5	23	5.2	560.98
1937	4.2	4	4.5	97.56	1957	4.2	24	5.3	585.37
1938	5.3	5	4.5	121.95	1958	4.5	25	5.3	609.76
1939	5.3	6	4.5	146.34	1959	5.1	26	5.3	634.15
1940	7.4	7	4.6	170.73	1960	5.5	27	5.4	658.54
1941	5.1	8	4.7	195.12	1961	4.7	28	5.4	682.93
1942	5.2	9	4.7	217.5	1962	4.9	29	5.4	707.32
1943	5	10	4.7	243.9	1963	5.4	30	5.4	731.71
1944	5.2	11	4.8	268.29	1964	4.5	31	5.5	756.1
1945	6.5	12	4.8	292.68	1965	5.4	32	5.5	780.49
1946	5.5	13	4.9	317.07	1966	5.5	33	5.5	804.88
1947	5.4	14	4.9	341.46	1967	4.5	34	5.5	829.27
1948	5.8	15	4.9	365.85	1968	4.8	35	5.5	853.66
1949	5.3	16	5	390.24	1969	4.7	36	5.6	878.05
1950	5.5	17	5	414.63	1970	4.8	37	5.8	902.44
1951	4.9	18	5.1	439.02	1971	4.6	38	6.3	926.83
1952	5.1	19	5.1	463.41	1972	4.7	39	6.5	951.22
1953	5	20	5.1	487.8	1973	5.6	40	7.4	975.61

unde: M=y=magnitudinea maximă anuală observată pentru perioada 1934-1973.

Y(j)=valorile ordonate ale magnitudinilor M.

Cu ajutorul datelor din acest tabel și folosind formula (120) obținem pentru parametrii  $\alpha$  și  $\beta$  următoarele valori:

$$\alpha = 7391.55; \beta = 1.83 \quad (121)$$

factorul de corelație fiind egal cu 0.97.

Valorile parametrilor  $\alpha, \beta$  obținute de diferiți autori sunt prezentate în tabelul 8:

**Tabelul 8. Compararea valorilor lui  $\ln \alpha, \beta$ , calculate de diferiți autori, pentru diferite perioade de timp (după Jianu și Pântea 1994)**

Autorii	$\ln \alpha$	$\beta$	Perioada de timp
Enescu et al. (1974)	8.91	1.83	1934-1973
Mârza și Enescu (1975)	4.66	1.13	1904-1952
Yegulap și Kuo (1974)	5.62	1.32	1904-1965
Mârza et al. (1977)	8.84	1.79	1934-1977
Radu și Apopei (1977)	8.47	1.78	1902-1975
Pântea et al. (1983)	9.19	1.83	1934-1982
Mârza et al. (1991)*	5.34	1.54	1984-1986
Jianu și Pântea (1995)-set II	9.33	1.87	1901-1991
Jianu și Pântea (1995)-set I	8.3	1.67	1934-1991

\* Aceste valori au fost obținute prin metoda probabilității maxime.

Folosind valorile calculate de Enescu et al (1974) se obține următoarea formă a ecuației pentru zona Vrancea:

$$\ln[-\ln G(y)] = 0.91 - 1.83y \quad (122)$$

care are reprezentarea grafică din figura 20 (Enescu et al., 1974). Figurile 21 și 22 dau reprezentarea grafică a relației lui Jianu și Pântea (1994):

Parametrii  $a$  și  $b$  din relația  $\log N_M = a - bM$  devin în acest caz:

$$a = \frac{\ln \alpha'}{\ln 10} \cong 3.86; b = \frac{\beta}{\ln 10} \cong 0.79 \quad (123)$$

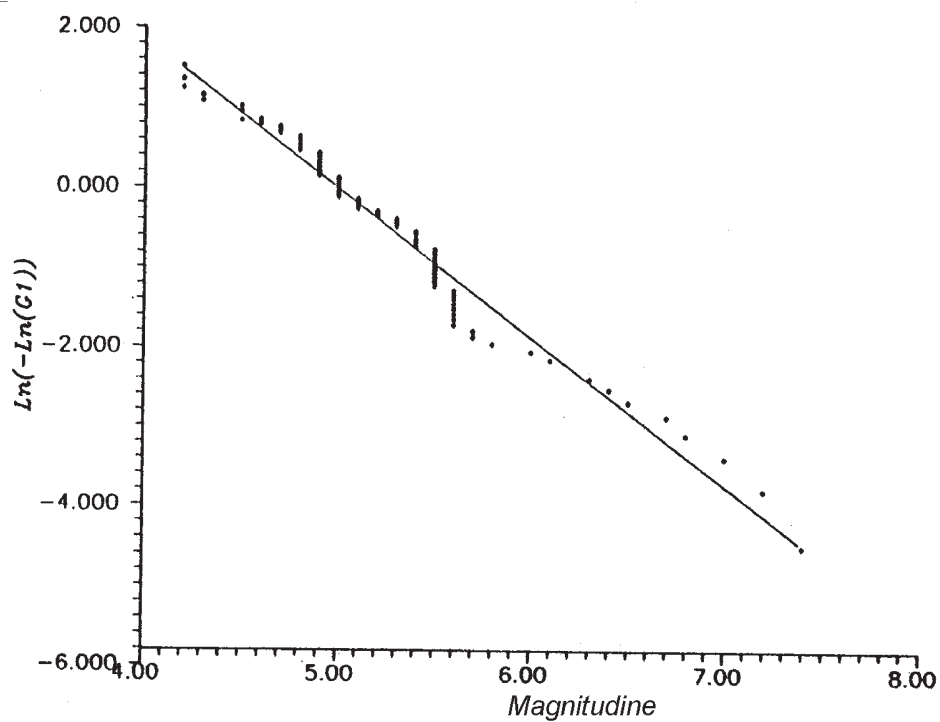
Astfel, modelul probabilistic al lui Epstein și Lomnitz aplicat de Enescu et al. pentru zona Vrancea, conduce la următoarele relații:

-numărul anual așteptat de cutremure cu magnitudinea mai mare ca  $M$ :

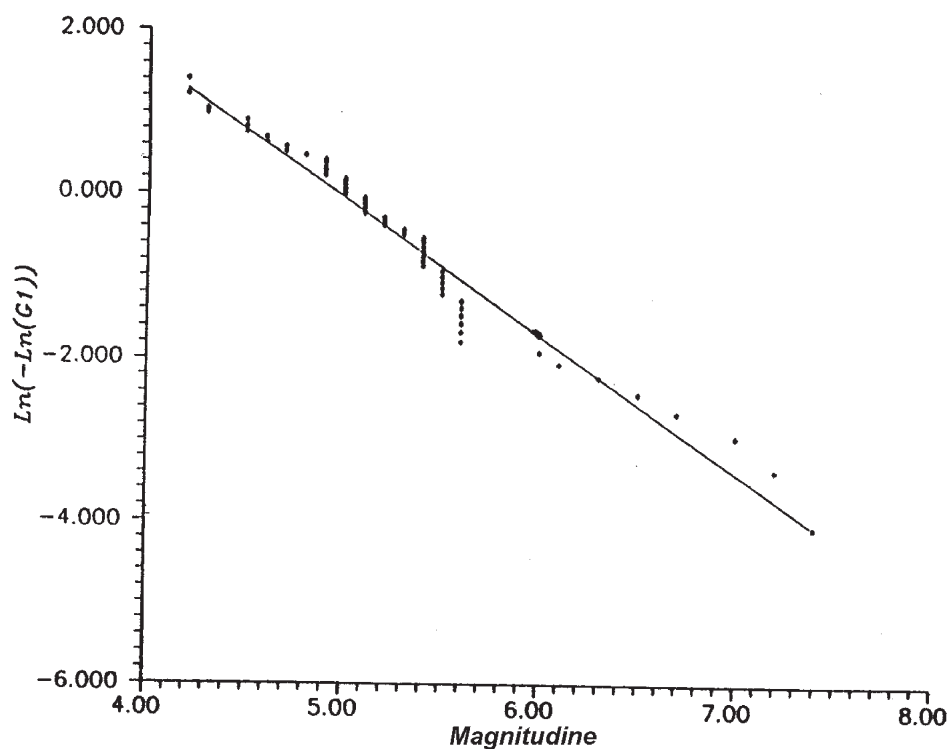
$$\ln N_M = 8.91 - 1.83M \quad (124)$$

sau:

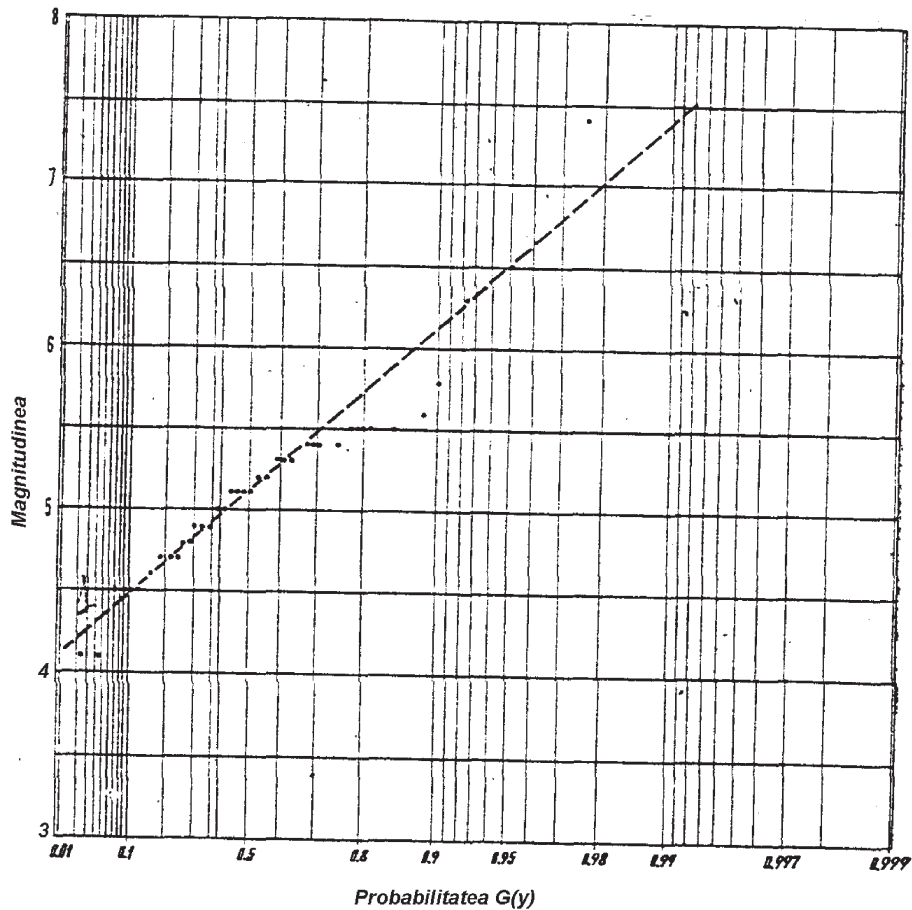
$$\lg N_M = 3.86 - 0.79M \quad (125)$$



**Figura 20. Probabilitatea obținerii magnitudinii maxime pentru zona Vrancea (după Enescu și Mârza, 1974)**



**Figura 21. Prima distribuție asimptotică pentru cutremurele intermediare din rancea pentru perioada 1934-1991 (Jianu și Pântea 1994)**



**Figura 22. Prima distribuție asimptotică pentru cutremurele intermediare din Vrancea pentru perioada 1901-1991 (Jianu și Pântea, 1994)**

Mărimea  $\frac{1}{\beta} = 0.55$  reprezintă magnitudinea medie a tuturor cutremurelor intermediare cu

$M > 0$ , ce se produc în regiunea Vrancea.

Deoarece magnitudinea de prag folosită în tabelul 7 este 4.2 rezultă:

$$M_p + \frac{1}{\beta} = 4.75 \quad (126)$$

care reprezintă magnitudinea medie peste întreg setul de date.

Perioada medie de revenire va fi dată de relația:

$$\ln T_M = 1.83M - 8.91 \quad (127)$$

Magnitudinea modală maximă anuală va fi egală cu 4.9.

Magnitudinea modală în  $T$  ani va fi:

$$\tilde{M}_T = \frac{1}{\beta} \ln(\alpha T) = \tilde{M} + \frac{\ln T}{\beta} \quad (128)$$

Valoarea  $M_p$  a magnitudinii maxime anuale care este depășită cu probabilitatea  $p$  poate fi găsită rezolvând ecuația:

$$\exp(-\alpha e^{-\beta M_p}) = 1 - p \quad (129)$$

$$M_p = \tilde{M} - \frac{\ln[\ln(1-p)]}{\beta} \quad (130)$$

Valoarea magnitudinii maxime, care este depășită cu probabilitatea  $p$  în  $T$  ani va fi:

$$M_p(T) = M_p + \frac{\ln T}{\beta} \quad (131)$$

Probabilitatea,  $H_T(M)$ , de apariție a unui cutremur de magnitudine  $M$  sau mai mare într-o perioadă de  $T$  ani, care este chiar hazardul seismic, va fi:

$$H_T(M) = 1 - \exp(-\alpha T e^{-\beta M}) \quad (132)$$

În tabelul 9 sunt prezentați principalii parametri ai Hazardului Seismic folosind datele lui Jianu și Pânteș (1994) pentru cele două seturi de date:

**Tabelul 9. Parametrii hazardului seismic (după Jianu și Pânteș, 1994)**

M	Nr. set	N <sub>M</sub>	T <sub>M</sub> (ani)	H <sub>T</sub> (M)					
				T=25	T=50	T=100	T=200	T=500	T=1000
5	I	0.912	1.1	1	1	1	1	1	1
	II	1	1	1	1	1	1	1	1
5.5	I	0.394	2.5	0.999	0.999	1	1	1	1
	II	0.394	2.5	0.999	0.999	1	1	1	1
6	I	0.17	5.9	0.989	0.999	0.999	1	1	1
	II	0.156	6.5	0.977	0.999	0.999	1	1	1
6.5	I	0.073	13.7	0.857	0.979	0.999	0.999	1	1
	II	0.061	16.4	0.773	0.948	0.997	0.999	1	1
7	I	0.032	31.6	0.569	0.815	0.966	0.999	0.999	1
	II	0.024	41.7	0.441	0.688	0.903	0.991	0.999	1
7.5	I	0.014	73.3	0.306	0.519	0.768	0.946	0.999	0.999
	II	0.009	105.9	0.204	0.367	0.599	0.839	0.99	0.999
8	I	0.006	169.2	0.147	0.272	0.47	0.719	0.958	0.998
	II	0.004	269.2	0.086	0.164	0.302	0.512	0.834	0.972

Formula hazardului seismic poate fi scrisă și în funcție de intensitatea epicentrală:

$$H_T(I_0) = 1 - \exp\left[-147.2471Te^{-1.0431I_0}\right] \quad (133)$$

și rezultatele obținute cu această formulă sunt prezentate în figurile 23,24, 25 și 26.

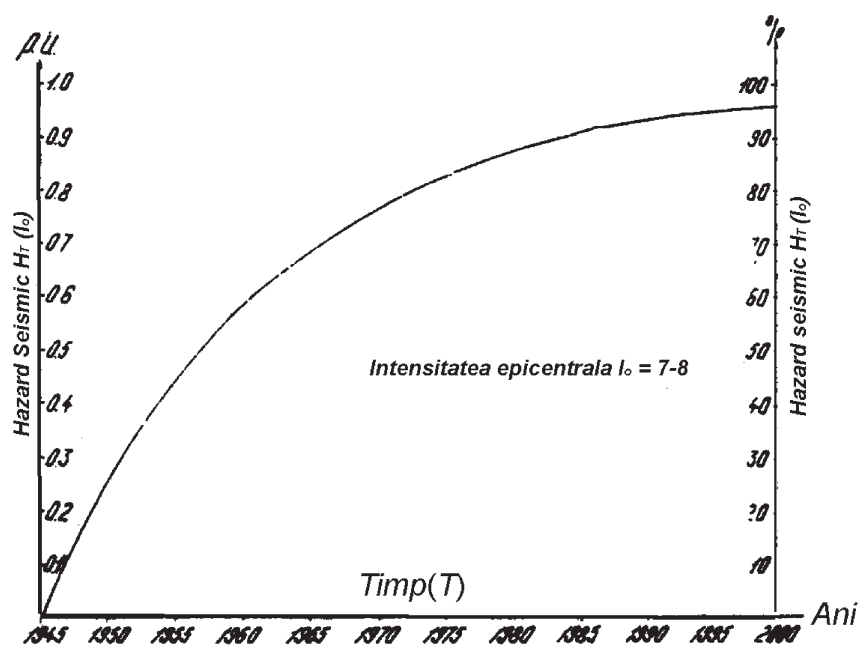


Figura 23. Hazardul seismic calculat pentru cutremure cu intensitatea epicentrală (după Enescu et al, 1974)

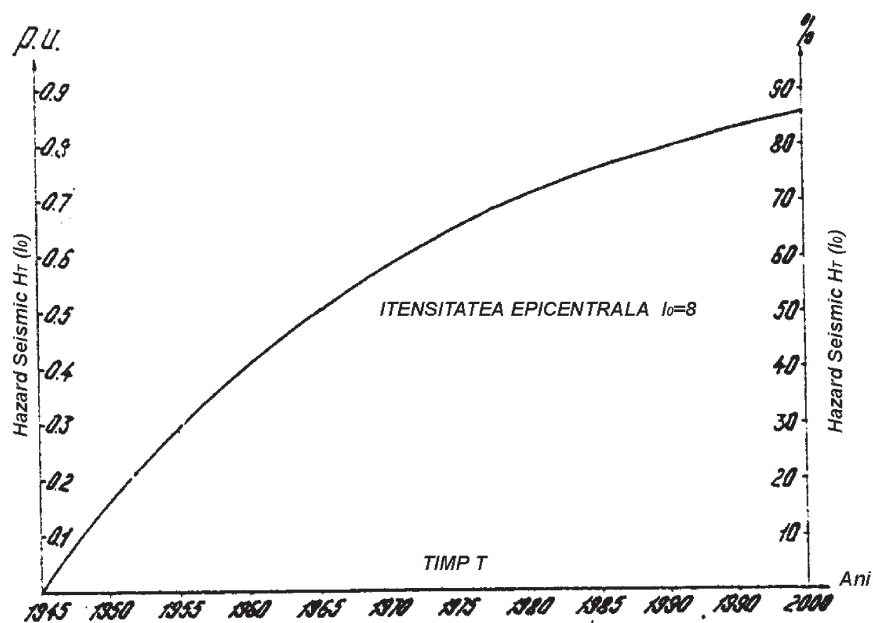


Figura 24. Hazardul seismic calculat pentru cutremure cu intensitatea epicentrală  $I_0=9$  (după Enescu et al, 1974)



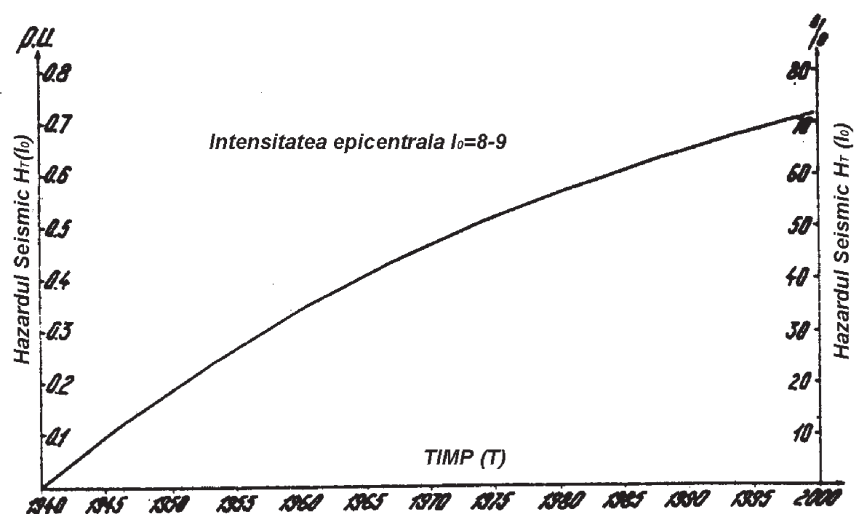


Figura 25. Hazardul seismic calculat pentru cutremure cu intensitatea epicentrală (după Enescu et al, 1974)

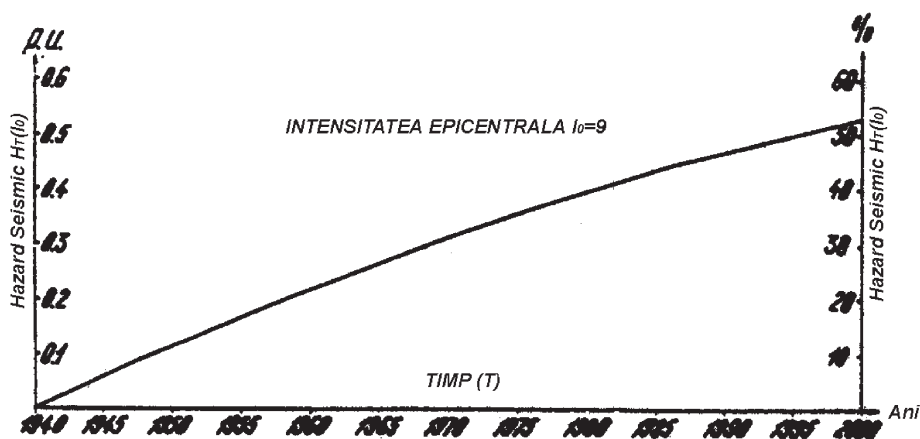
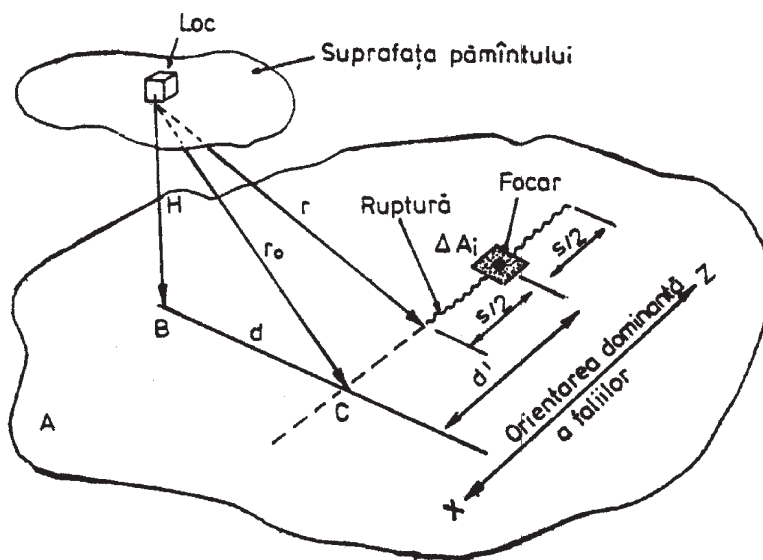


Figura 26. Hazardul seismic calculat pentru cutremure cu intensitatea epicentrală (după Enescu et al, 1974)

### Aplicarea modelului Kiureghian și Ang la calcularea hazardului seismic pentru cutremurele intermediare vrâncene

Modelul Kiureghian și Ang a fost aplicat de Radulian (1981) luând în considerare doar sursa seismică intermediară Vrancea, pe care o consideră ca fiind de tipul al doilea, adică este o zonă seismică activă a crustei în care nu se cunosc localizările faliilor, dar în care există o direcție preferențială a ruperilor în timpul unui cutremur, ca în figura 27.



**Figura 27. Modelul sursei seismice vrâncene (după Radulian, 1981)**

Un cutremur care ar apare într-o arie  $\Delta A_i$  va consta dintr-o serie de ruperi care se propagă simetric de o parte și de alta a focarului pe direcția xz.

Aria A a sursei a fost împărțită în arii suficient de mici, astfel încât distanța focală a oricărui cutremur din  $\Delta A_i$  să fie aproximativ constantă. Această împărțire depinde de poziția locului față de sursă: cu cât acesta este mai apropiat de A, cu atât  $\Delta A_i$  trebuie să fie mai mici.

Fie  $y = f(m, r)$  relația de atenuare, unde  $r$  este distanța cea mai scurtă de la loc la falie, iar  $y$  este mărimea de interes ( $I$ ,  $a$ ,  $v$ , etc). Fie  $m = g(y, r)$  funcția inversă.

Un cutremur cu magnitudinea  $m_i$ , care apare în  $\Delta A_i$  induce o intensitate  $y$  în  $L$ . Un cutremur cu  $M > m_i$ , care s-ar produce în  $\Delta A_i$ , ar induce o intensitate  $Y > y$ . Probabilitatea ca  $Y > y$  în  $L$ , datorită

activității seismice din  $\Delta A_i$ , este egală cu probabilitatea de apariție a unui cutremur cu  $M > m_i$  în  $\Delta A_i$ , din:

$$P(Y > y | E_i) = P(M > m_i) = 1 - F_M(m_i) \quad (134)$$

cu  $F_M(m_i)$  din formula:

$$F_M(m) = P(M < m | m_0 \leq m \leq m_s) = \frac{N(m_0) - N(m)}{N(m_0) - N(m_s)} = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_s-m_0)}}; m_0 \leq m \leq m_s.$$

Conform figurii apar două cazuri posibile:

1. Ruperea depășește punctul C:

$$m_i = g(y, r_0) \quad (135)$$

2. Ruperea nu depășește punctul C:

$$m_i = g(y, r) = g \left\{ y, \sqrt{r_0^2 + \left( d - \frac{1}{2} S_1(m_i) \right)^2} \right\} \quad (136)$$

Se fixează un nivel  $y$ , apoi se consideră o arie  $\Delta A_i$ , se determină  $m_i = g(y, r)$  și în final se determină  $P_i(y) = 1 - F_M(m_i)$ . Hazardul total este dat de:

$$P(Y > y)_{1an} = \frac{V}{A} \sum_{i=1}^n P_i(y) \Delta A_i \quad (137)$$

Datele de intrare cerute de model sunt :

- relația de atenuare,  $y = f(m, r)$ ;
- relația dintre lungimea de rupere și magnitudine,  $s = s(m)$ ;
- relația frecvență-magnitudine,  $N = N(m)$ ;
- magnitudinea maximă observată pentru fiecare sursă seismică considerată,  $m_s$ ;
- frecvența de apariție medie  $V$  pentru fiecare sursă seismică;
- direcția privilegiată de rupere:  $\theta$ ;
- adâncimea medie a sursei:  $H$ ;
- aria sursei și localizarea ei geografică.

Cu aceste date de intrare modelul permite determinarea hazardului seismic sub forma probabilității de depășire sau a perioadei de revenire în funcție de oricare din mărimile de interes:  $I$ ,  $a$ ,  $v$ , etc.

Calculul hazardului seismic corespunzător cutremurelor intermediare vrâncene pentru Municipiul București necesită următoarele date de intrare:

- relația de atenuare:  $I = 2.17m + 2.48 - 4.34 \lg r - 0.002661r$  (Radu, C., Apopei, I., 1979);
- $N(m) = \exp(\alpha - \beta m)$ ,  $\beta = 1.794$ ; (Radu, C., Apopei, I., 1979);
- $s(m) = \exp(0.898m + 8.543)$ ; (Enescu, D., Georgescu, A., 1976)

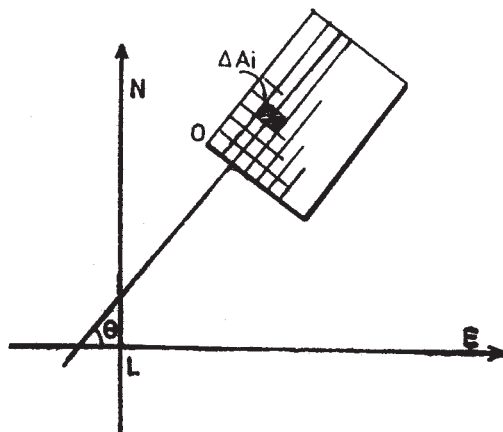
$$m_s=7.5;$$

$$V = 10 \text{ cutremure pe an};$$

$$\theta = 50^\circ;$$

$$H=100\text{km}.$$

S-a aproximat sursa cu un dreptunghi cu laturile de 50 și 80 km, orientat pe direcția N 40° E, a cărei origine 0 se află la 98km N de București, ca în figura 28:



**Figura 28. Poziția sursei seismice în sistemul de axe geografice și tipul de grilă folosit (după Radulian, 1981).**

În acest caz relația (137) devine:

$$m_i = g \left\{ y, \left[ \left( r_0^2 + d' - \frac{1}{2} e^{(am_i - b)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \right\} \quad (138)$$

Folosind această relație s-a obținut tabelul 10.

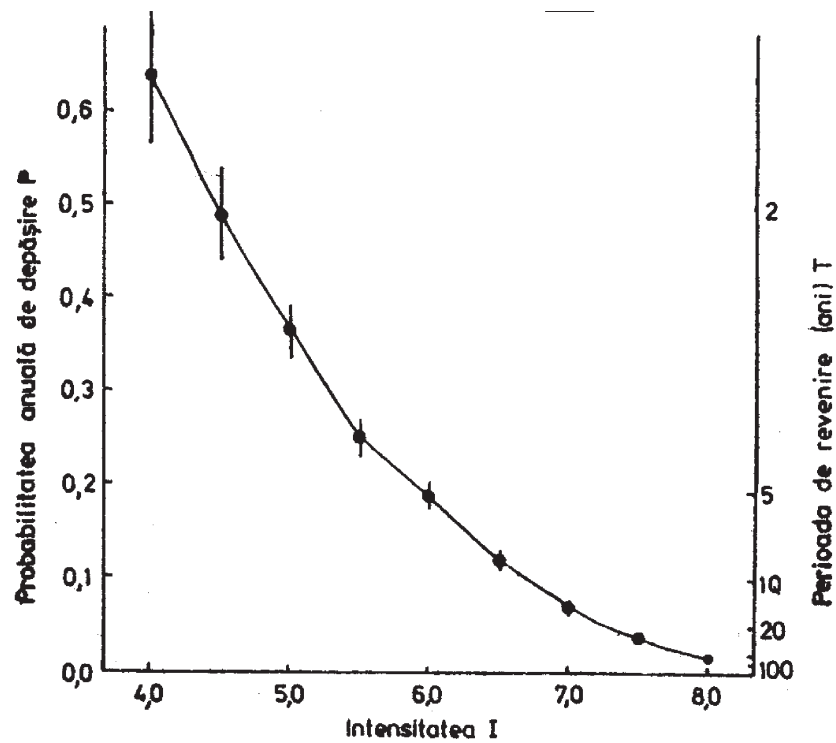
**Tabelul 10**

**Intensitatea, probabilitatea anuală de depășire, perioada de revenire și erorile standard**

1	P	T(ani)	D <sub>p</sub>	D <sub>T</sub> (ani)
4	0.64	1.6	0.068	0.1
5	0.357	2.8	0.031	0.2
6	0.186	5.4	0.014	0.5
7	0.073	13.7	0.006	1.1
8	0.023	43.5	0.003	5.7

$$\text{unde: } \Delta_P \frac{V}{m} \sqrt{\sum_{j=1}^n (\Delta_{P_i})^2}; \Delta_T = \frac{1}{[P(Y > y)]^2} \Delta_P; \Delta_{P_i} = \left| \frac{dP_i}{dm} \right| \frac{\Delta I}{2.17}$$

Curba hazardului seismic pentru București este prezentată în figura 29.



**Figura 29. Hazardul seismic pentru București și erorile atașate ale probabilității de depășire (după Radulian, 1981).**

În acest exemplu hazardul seismic a fost calculat pentru un sol compact, fără să se țină seama de geologia locală.

### Aplicarea modelului Anghel la determinarea magnitudinii maxime pentru calculul hazardului seismic corespunzător cutremurelor intermediare vrâncene

Într-o zonă seismică dată (cum este *Zona Seismogenă Vrancea* –pentru cutremure intermediare) există mai mulți seismoni majori.

Anghel (1980) și independent (urmând o altă cale) Mârza (1982) au ajuns la concluzia existenței în zona Vrancea intermediară a trei "specii nucleare" notate  $a, b, g$  (în limbajul Anghel 1980) sau trei surse seismice distincte (în limbajul Mârza, 1982).

Din punctul de vedere al modelului seismonului, aceasta înseamnă existența a trei structuri majore în care materialul litosferic este organizat în modul descris pe scurt mai sus, deci existența a trei nuclee majore ( $a, b$  și  $g$ ) care dau fiecare câte o magnitudine maximă în raport cu cele date de seismonii secundari din propriile învelișuri :

$$\begin{aligned} M_{\alpha} &= \max M_k(k\varepsilon S_{\alpha}) \\ M_{\beta} &= \max M_k(k\varepsilon S_{\beta}) \\ M_{\gamma} &= \max M_k(k\varepsilon S_{\gamma}) \end{aligned} \quad (139)$$

În acest mod, magnitudinea maximă așteptată pentru zona intermediară Vrancea va fi :

$$M_{\max} = \max(M_{\alpha}, M_{\beta}, M_{\gamma}) \quad (140)$$

Pentru determinarea acestui parametru ( $M_{\max}$ ), care de fapt este un maxim maximorum, este necesară o separare a "spectrului" radiației quakeonice pe surse pentru a se stabili ce spectru specific are fiecare din cele trei surse majore  $a, b$  și  $g$ .

"Spectrul de energii" (sau magnitudini) al unui Seismon major reprezintă mulțimea valorilor energiilor (respectiv magnitudinile) tuturor cutremurelor ce se produc în păturile și nucleul principal al fiecărui seismon major. În felul acesta se estimează  $M_{\alpha}, M_{\beta}, M_{\gamma}$  și apoi se stabilește  $M_{\max}$  pentru zona intermediară Vrancea.



### Aplicarea modelului probabilității maxime la determinarea unor parametri de recurență pentru cutremurele intermediare vrâncene

Acest model a fost aplicat de Mârza pentru catalogul (Constantinescu și Mârza, 1980, completat) ce conține cutremurele intermediare vrâncene produse între anii 984 și iulie 1988. Prima parte a catalogului este cea cuprinsă între anii 984 și 1934 (105 cutremure cu incertitudinea în determinarea magnitudinii 0.3), iar a doua parte, cea instrumentală, cuprinde 1067 cutremure produse între anii 1934-1986 și este împărțită în subcataloge prezentate în tabelul 11:

**Tabelul 11. Subcataloge catalogului complet de cutremure**

Nr. Subcatalog	Perioada	Nr. evenimente	Pragul de magnitudine	Incertitudinea
1	1935-1942	60	4.5	+/- 0.2
2	1943-1977	255	4.0	+/- 0.2
3	1977-1980	193	2.6	+/- 0.1
4	1981-1986	559	2.2	+/- 0.1

Aplicarea metodei pe setul de date prezentat, a condus la următoarele valori ale parametrilor de hazard:

$$\beta = 1.54 \pm 0.02 \text{ sau } b = 0.65 \pm 0.01;$$

$$\lambda_{4,0} = 5.34 \pm 0.21 ;$$

$$M_{\max} = 7.75 \pm 0.21, \text{ pentru } \sigma_x = 0.20$$

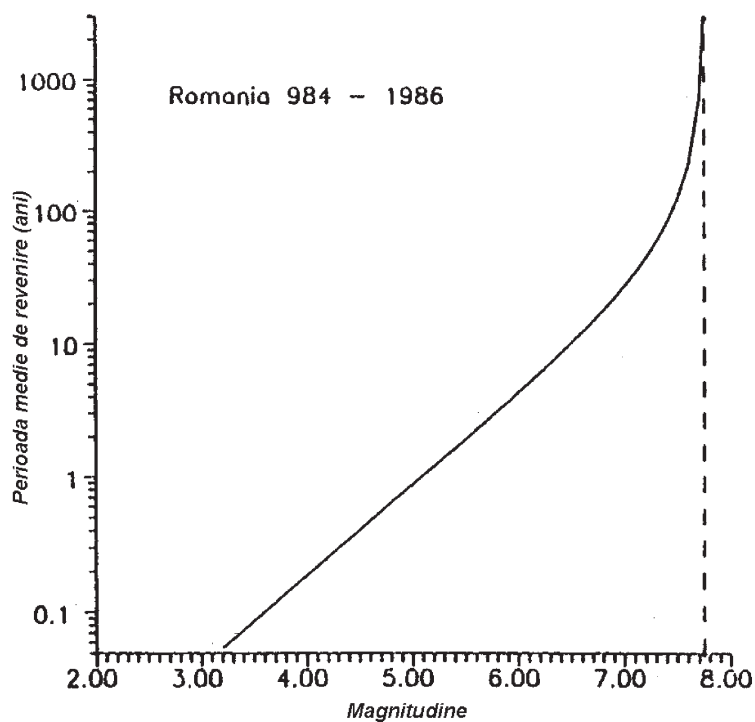
Contribuția relativă a fiecărui subcatalog este dată în tabelul 12.

**Tabelul 12.**

#### Contribuția datelor la determinarea parametrilor de hazard

Partea catalogului	Parametrul determinat	
	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$
Extrem	53.3	9.5
Complet 1	4.9	2.5
Complet 2	28.7	18
Complet 3	4.2	17.7
Complet 4	8.9	52.3

Figura 30 și tabelul 13 dau perioadele medii de revenire și probabilitățile ca o anumită magnitudine să nu fie depășită în nici un an.



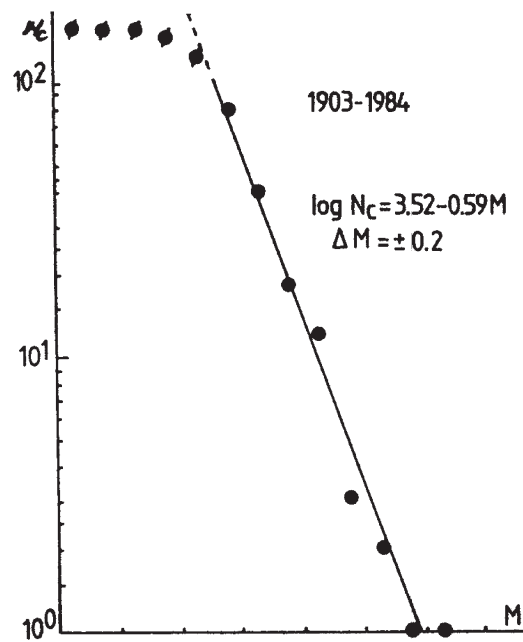
**Figura 30. Perioada medie de revenire pentru cutremurele intermediare vrâncene.**

**Tabelul 13. Hazardul seismic:  $\lambda$  = rata activității seismice;  $T_r$  = perioada de revenire;  $P$  = probabilitatea ca o magnitudine dată să nu fie depășită în 1, 50, 100 și 500 de ani**

M	$\lambda$	$T_r$ (ani)	P(%)			
			T=1	T=50	T=100	T=500
4	5.34	0.2	0.48	0	0	0
4.5	2.45	0.4	8.59	0	0	0
5	1.13	0.9	32.18	0	0	0
5.5	0.513	1.9	59.86	0	0	0
6	0.23	4.3	79.42	0	0	0
6.5	0.097	10.3	90.76	0.78	0.1	0
6.8	0.056	18	94.61	6.25	0.39	0
7	0.036	27.5	96.43	16.26	2.64	0
7.2	0.022	44.9	97.8	32.83	10.78	0
7.4	0.012	83.7	98.81	55.04	30.29	0.27
7.5	0.78E-2	128.5	99.23	67.77	45.93	2.04
7.6	0.44E-2	230.1	99.57	80.47	64.75	11.65
7.7	0.13E-2	753.4	99.87	93.58	87.58	51.53

### Estimarea hazardului seismic în partea centrală a României corespunzător zonei seismogene Făgăraș

Pentru determinarea hazardului seismic, Jianu și Radulian (1990), folosesc distribuția frecvență-magnitudine:  $\log N(M)=a-bM$ , sau distribuția cumulativă:  $\log N_c(M)=a'-bM$ . Pentru setul de date considerat (cutremure produse între 1903-1984), s-a obținut următoarea formă a distribuției cumulative:  $\log N_c=3.52-0.59M$ , prezentată în figura 31.



**Figura 31. Relația frecvență-magnitudine**

Coeficienții s-au obținut folosind metoda celor mai mici pătrate pentru evenimente cu  $M_s \geq 2.6$ . Numărul mediu de cutremure pe an  $\bar{N}_c(M)$  cu magnitudinea mai mare sau egală cu  $M$  este dat de relația:  $N_c(M) = \bar{N}_c(M)T$ , unde  $T$  este intervalul de timp considerat. Obținem astfel:  $\log \bar{N}_c = \bar{a} - bM$ , unde  $\bar{a} = a' - \log T$ .

Pentru setul de date folosit (177 evenimente produse între 1903-1984 într-o arie delimitată de coordonatele: 45.0N-46.5N și 23.5E-25.5E) se obține:

$$\log \bar{N}_c = 1.62 - 0.59M ; \text{ pentru } 2.6 \leq M \leq 6.5. \quad (141)$$

Perioada medie de revenire va fi:

$$T_r = \frac{1}{\bar{N}_c(M)} \quad (142)$$

fiind calculată pentru  $M=0.66 I_0 + 1.23$  (Radu, 1974) și  $I_0$  cuprins între V și VIII.

Hazardul seismic a fost determinat folosindu-se modele: Benjamin (1968) și McGuire (1977).

În cazul primului model, estimarea hazardului seismic s-a făcut folosind relația:

$$H(M, T) = 1 - e^{-\bar{N}_c(M)T} \quad (143)$$

unde:  $T$  = intervalul total de timp

Valorile calculate ale hazardului, cât și ale perioadei de revenire sunt prezentate în tabelul 14:

**Tabelul 14 Hazardul seismic în regiunea seismică Făgăraș folosind modelul lui Welkner (după Jianu și Radulian, 1990)**

$I_0$	$M$	$N_c \times 10^{-3}$	$T_r$ (ani)	$H(\%)$					
				$T=25$	$T=50$	$T=100$	$T=200$	$T=500$	$T=1000$
VIII	6.5	6.1	164.06	14.41	26.29	45.66	70.48	95.25	99.78
VII-VIII	6.25	8.6	116.32	19.35	34.95	57.68	82.09	98.64	99.98
VII	6	12	83.18	25.92	45.12	69.88	90.93	99.75	100
VI-VII	5.75	16.9	59.22	34.46	57.04	81.55	96.6	99.98	100
VI-VII	5.5	23.7	42.17	44.71	69.43	90.65	99.13	100	100
VI	5.25	33.3	30.03	56.5	81.08	96.42	99.87	100	100
V-VI	5	46.8	21.38	68.96	90.37	99.07	99.99	100	100
V-VI	4.75	65.7	15.22	80.65	96.26	99.86	100	100	100
V	4.5	92.3	10.84	90.05	99.01	99.99	100	100	100

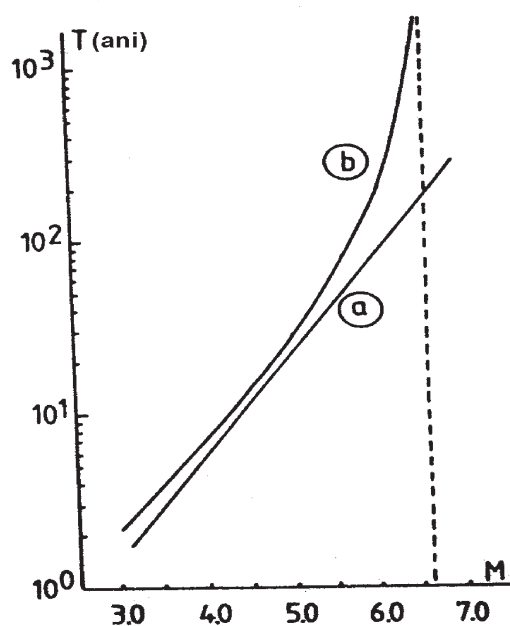
Acest prim model de determinare a hazardului seismic nu ține cont de magnitudinea maximă. De aceea s-a folosit și un al doilea procedeu, al lui McGuire (1977) care consideră distribuția magnitudinii mărginită atât inferior, cât și superior. Rezultatele acestui model sunt prezentate în tabelul 15.

Alte studii de seismicitate și hazard pentru zona Făgăraș au fost făcute de Radu (1982). Acesta a obținut perioade medii de revenire de aproximativ 170-175 de ani pentru  $I_0$ =VIII și de 84-86 de ani pentru  $I_0$ =VII. Aceste valori sunt mai apropiate de cele calculate cu prima metodă.

**Tabelul 15 Hazardul seismic în regiunea seismică Făgăraș folosind modelul lui McGuire (după Jianu și Radulian, 1990)**

$I_0$	$M$	$P(M>m)$ $\times 10^{-3}$	$T_r$ (ani)	$H(\%)$					
				$T=25$	$T=50$	$T=100$	$T=200$	$T=500$	$T=1000$
VIII	6.5	0.8	1582.55	1.57	3.11	6.12	11.86	27.04	46.69
VII-VIII	6.25	3.5	362.12	6.68	12.9	24.11	42.35	74.54	93.33
VII	6	7.2	176.29	13.24	24.71	43.24	67.62	93.82	99.57
VI-VII	5.75	12.5	101.76	21.85	38.86	62.47	85.71	99.14	100
VI-VII	5.5	19.9	64.11	32.41	54.22	78.85	95.36	99.94	100
VI	5.25	30.3	42.28	44.85	69.46	90.47	99.01	100	100
V-VI	5	44.8	28.76	58.5	82.55	96.81	99.88	100	100
V-VI	4.75	65.3	19.89	72.12	92.03	99.3	99.99	100	100
V	4.5	94.1	13.96	83.98	97.3	99.91	100	100	100

În figura 32 sunt prezentate perioadele de revenire calculate prin cele două metode în funcție de magnitudine.



**Figura 32. Perioadele de revenire pentru: a. distribuție nemărginită a magnitudinilor; b. distribuție mărginită a magnitudinilor.**