

7 Seismologické charakteristiky Země

Značná část informací, které dnes máme o vnitřní stavbě Země, je více či méně spojena se **studiem průchodu elastických (seismických) vln zemským tělesem**. Tyto vlny vznikají při uvolnění elastické energie buď přirozeným způsobem – zemětřesením – nebo uměle, při seismickém průzkumu. Po svém vzniku se šíří Zemí, vracejí se různým způsobem zpátky na její povrch a po registraci nám umožňují studovat její vnitřní stavbu. **Seismologie** (z řeckého „seismos“ = otřes) je dnes jednou z nejdůležitějších geofyzikálních disciplín.

Seismologie se zabývá výzkumem zemského tělesa jako celku. Při zkoumání nejsvrchnějších částí Země se výrazně uplatňuje užitá seismika, zejména při vyhledávání ložisek uhlovodíků.

7.1 Základy teorie elastických vln

Způsob šíření elastických vln určitým tělesem nebo prostředím je závislý na charakteristikách daného prostředí (tělesa). Z fyzikálního hlediska je nejjednodušší prostředí homogenní a ideálně pružné, v němž se seismické vlny šíří přímočaře. U složitějších prostředí je šíření seismických vln komplikovanější – nastává jejich zakřívování, dochází k jejich odrazu, přeměně, absorpci ap. Různé aspekty šíření elastických (seismických) vln prostředím vysvětluje **teorie elastických vln**.

7.1.1 ELASTICKÉ VLASTNOSTI PROSTŘEDÍ

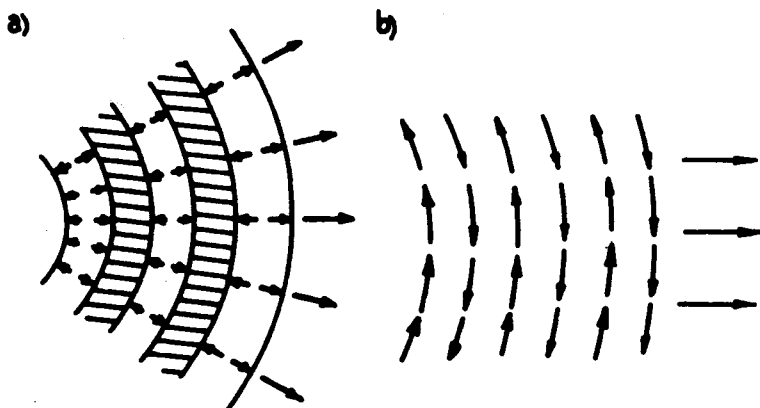
Teorie elastických vln je založena na zkoumání mechanických vlastností pevných látek, které se projevují při účinku vnějších sil na určitý objem horniny. Mezi vnější síly můžeme počítat mimo jiné i elastické (seismické) vlny. Vnější síla působící na určitou plochu na ní vytváří **napětí**, které je v případě elastických vln časově proměnné. Důsledek působení napětí – **deformace horniny** – je pak také časově proměnný. Pokud je mezi napětím a deformací přímá úměrnost, pokládáme takové těleso za ideálně pružné a změny, které se v něm objevují, nazýváme **pružné deformace**. Ideálně pružná tělesa svůj tvar obnovují hned po skončení působení vnější síly. **Tělesa plastická** nebo **absolutně nepružná** obnovují svůj tvar jen postupně nebo vůbec ne.

Mezi významné elastické vlastnosti patří **Laméovy parametry** λ a μ . Někdy se místo nich používají Youngův modul pružnosti E a Poissonovo číslo τ .

7.1.2 ELASTICKÉ VLNY V HOMOGENNÍM PROSTŘEDÍ

Elastické vlnění vzniklé při zemětřesení nebo odpalu nálože nazýváme **seismické vlny**. Při průchodu prostředím vyvolávají tyto vlny pohyb jeho částic, ten se přenáší na sousední částice prostředí a tak se postupně vlnění šíří. Ve fyzikálně neohraničeném prostředí mohou existovat pouze dva druhy vln: **vlny podélné (longitudinální, P-vlny)** a **vlny příčné (transverzální, S-vlny)**.

Společně je nazýváme **vlny objemové**. Při průchodu podélných vln prostředím kmitají částice prostředí ve směru šíření vlny, při průchodu příčných vln kmitají kolmo na směr šíření (obr. 7.1). Podle směru kmitání rozeznáváme dva **druhy příčných vln**: **příčné vertikální (SV)**, kde částice kmitají v rovině vertikální vzhledem k směru šíření, a **horizontální (SH)**, kde částice kmitají v horizontální rovině.



7.1 Šíření objemových vln elastickým prostředím (S. MAREŠ et al., 1979): a) podélné vlny (zóny zhuštění jsou vyznačeny šrafováním), b) příčné vlny

Rychlost šíření seismických vln je závislá na elastických parametrech prostředí a jeho hustotě ρ . Pro podélné vlny platí

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} = \left[\frac{E(1-\tau)}{(1+\tau)(1-2\tau)} \right]^{1/2}, \quad (7.1)$$

pro příčné vlny

$$V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} = \left[\frac{E}{2\rho(1+\tau)} \right]^{1/2}, \quad (7.2)$$

kde λ a μ jsou Laméovy elastické konstanty, E je Youngův modul pružnosti a τ je Poissonovo číslo.

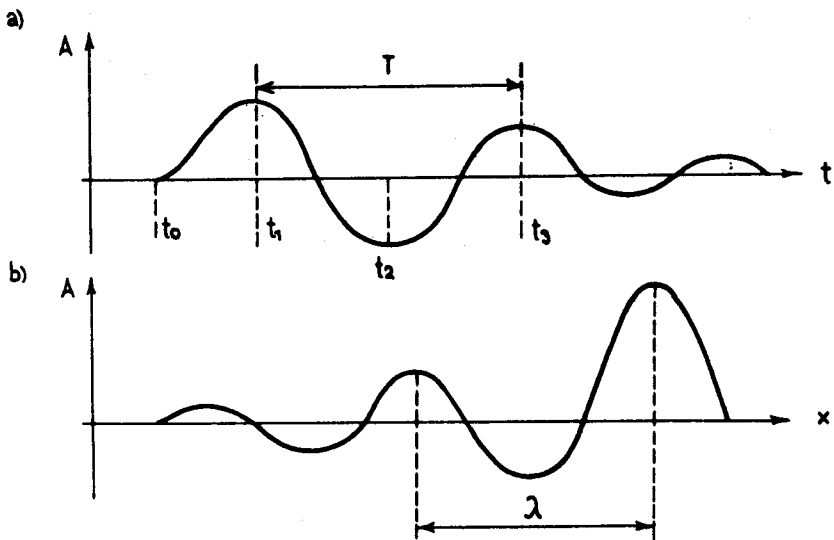
Rychlost příčných vln je menší než podélných; platí, že $V_p/V_s \cong \sqrt{2}$. Pro běžné typy hornin je nejčastěji $V_s = 0,5$ až $0,6 V_p$. Důležité je, že příčné vlny se šíří pouze pevnými látkami, v plynech a kapalinách se nešíří.

Seismická vlna má obvykle tvar **krátkodobého impulsu** o době trvání δt . V určitém časovém okamžiku $t \gg \delta t$ budou pod vlivem seismické vlny kmitat pouze ty body prostředí, jejichž vzdálenost od zdroje r vyhovuje podmínce

$$Vt \cong r \cong V(t - \delta t), \quad (7.3)$$

kde mezní hodnoty Vt a $V(t - \delta t)$ odpovídají vzdálenosti r_f a r_v , v nichž působení seismické vlny právě končí nebo právě začíná. Soubor bodů o vzdálenosti r_f i r_v od zdroje je v homogenním prostředí na kulových plochách, které označujeme jako **čelo vlny** ($r = r_f$) a **týl vlny** ($r = r_v$). Plochu udávající polohu čela vlny v určitý časový okamžik nazýváme **isochrona**. Jako **hodochrona** se označuje časová závislost příchodu seismické vlny na vzdálenosti od zdroje x .

Na obr. 7.2a je uveden časový průběh pohybu hmotné částice – **zápis vlny**. Čas t_0 odpovídající příchodu čela vlny nazýváme **prvé nasazení vlny**. Časový interval T mezi dvěma extrémy stejného



7.2 Charakteristiky seismického vlnění: a) zápis seismické vlny, b) profil seismické vlny

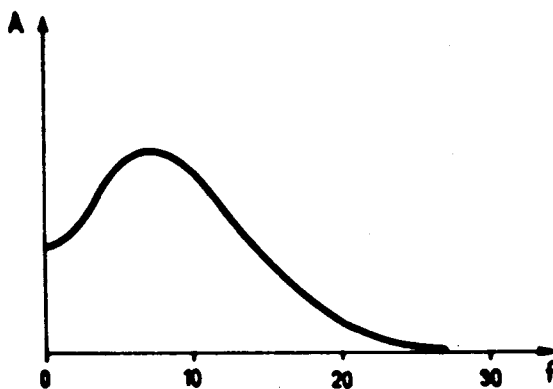
znaménka (t_1 a t_3) se nazývá **perioda vlny**, jeho převrácená hodnota je **převládající frekvence vlny** f : $f = 1/T$. Znáznorníme-li výchylky hmotných částic prostředí v určitém časovém okamžiku ve směru šíření seismické vlny, získáme **profil vlny** (obr. 7.2b). Výchylku hmotných částic z rovnovážné polohy nazýváme **amplituda vlny**, vzdálenost mezi sousedními extrémy (maximálními amplitudami) nazýváme **vlnová délka** λ . Mezi vlnovou délkou, periodou a rychlostí seismické vlny platí vztah

$$\lambda = VT. \quad (7.4)$$

Seismická vlna má spojité frekvenční spektrum, převládající frekvence určená ze zápisu vlny je blízká frekvenci maxima spektra. **Spektrum seismické vlny** je komplexní veličina:

$$S(f) = |S_O(f)| \cdot e^{-i\varphi(f)}, \quad (7.5)$$

kde $|S_O(f)|$ je **amplitudově-frekvenční spektrum**, $\varphi(f)$ je **fázově-frekvenční spektrum**. Příklad amplitudově-frekvenčního spektra seismické vlny je na obr. 7.3.



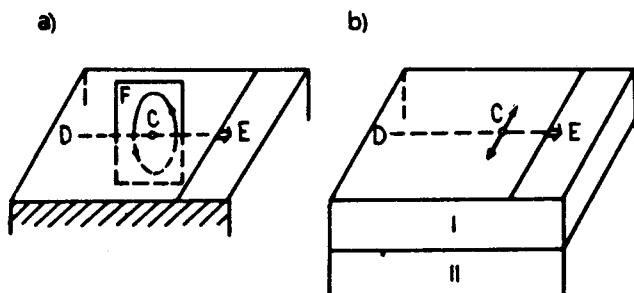
7.3 Amplitudově frekvenční spektrum seismické vlny (příklad z metody odražených vln z užití seismiky)

Při šíření **seismických vln prostředím** se uplatňují tři základní principy: podle **Huygensova principu** lze každý bod čela vlny považovat za nový zdroj vlnění; **Fermatův princip** stanoví, že seismické vlny se šíří po dráze odpovídající minimálnímu času průchodu (to nemusí být vždy dráha geometricky nejkratší); podle **principu superpozice** se seismické vlny šíří prostředím nezávisle na sobě (neovlivňují se).

7.1.3 ELASTICKÉ VLNY VE VRSTEVNATÉM PROSTŘEDÍ

Existuje-li v prostředí rozhraní, oddělující od sebe dvě části prostředí (např. vrstvy) o různých fyzikálních vlastnostech, mění se charakter šíření seismických vln prostředím.

Uvažujme nyní dva poloprostory vyplněné homogenním a ideálně elastickým prostředím, oddělené rovinným rozhraním. Pak se objevují podél rozhraní vlny nazývané **vlny hraniční**. Je-li toto rozhraní tvořeno volným povrchem (tj. jedno z prostředí je vzduch), vznikají **vlny povrchové**, které mají velký význam pro seismologii. Lze prokázat, že za vhodných podmínek vždy existuje na volném povrchu **vlna Rayleighova**, která působí pohyb částic prostředí ve vertikální rovině ležící ve směru šíření vlny. Částice prostředí přitom vykonávají pohyb po eliptické dráze (obr. 7.4a). Rychlost šíření Rayleighových vln V_R se obvykle pohybuje v rozmezí $0,89-0,94 V_S$; prakticky $V_R \approx 0,9 V_S$.



7.4 Šíření povrchových vln elastickým prostředím: a) Rayleighovy vlny, b) Loveho vlny

Uvažujeme-li na povrchu poloprostoru vrstvu o konečné mocnosti, mohou na volném povrchu existovat **vlny Loveho**, které lze v podstatě označit za povrchové vlny typu SH (obr. 7.4b). Podmínkou jejich vzniku je, aby rychlost příčných vln v nadloží byla menší než rychlost příčných vln v podloží, tj. $V_{S1} < V_{S2}$. Pro rychlost Loveho vlny V_L platí, že $V_{S1} < V_L < V_{S2}$. Rychlost V_L není konstantní, je funkcí frekvence.

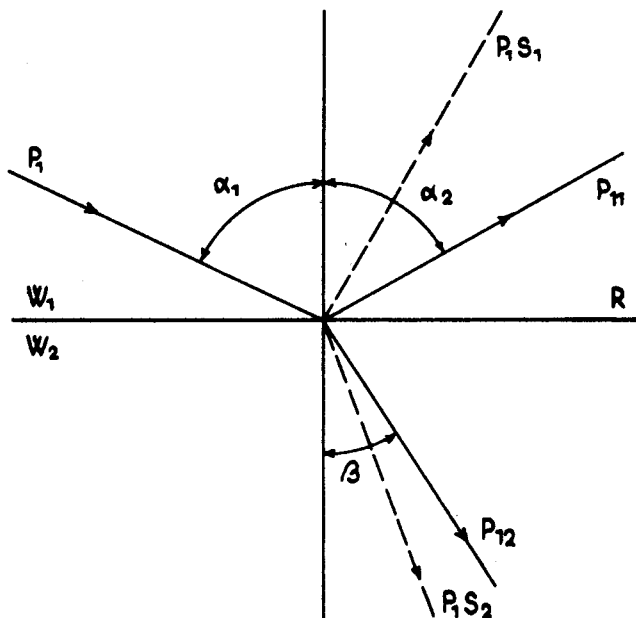
Existuje-li uvnitř prostředí rozhraní oddělující dvě různé vrstvy lišící se rychlostmi a hustotami, dochází na něm k odrazu, lomu a přeměně vln. **Odras seismické vlny** vzniká tehdy, mají-li prostředí oddělená rozhraním rozdílné vlnové odpory γ . Vlnový odpor je definován jako součin hustoty a rychlosti seismických vln v prostředí: $\gamma = \rho V_p$. Protože u přírodních materiálů se obvykle zvyšuje současně hustota i rychlost, téměř každé fyzikální rozhraní může působit odraz vln (vyjma vrstev s větším množstvím soli nebo ledu).

Odras seismických vln probíhá podle **Snellova zákona**. Označíme-li α_1 a α_2 jako úhel dopadu a odrazu, které svírá seismický paprsek s normálou k rozhraní (obr. 7.5) a jako V_1 a V_1' rychlost šíření seismické vlny před a po odrazu, platí vztah

$$\frac{V_1}{\sin \alpha_1} = \frac{V_1'}{\sin \alpha_2} \quad (7.6)$$

Jako **seismický paprsek** označujeme znázornění průchodu seismické vlny ve směru kolmém na izochrony.

Při dopadu na rozhraní může též dojít k přeměně určité části energie dopadající vlny na vlnu jiného typu. Vzájemně se mohou přeměňovat vlny P a SV, vlny SH přeměnou nevznikají a ani se samy nepřeměňují. **Přeměněné vlny** označujeme např. P_1S_1 (obr. 7.5). K přeměně nedochází při dopadu pro $\alpha = 0$. Pro odraz stejného typu na vlnu jako byla vlna dopadající je v (7.6) $V'_1 = V_1$ a úhel dopadu se rovná úhlu odrazu.



7.5 Vznik druhotných vln na seismickém rozhraní: α_1 – úhel dopadu, α_2 – úhel odrazu, β – úhel lomu (průchodu)

Množství seismické energie, které se odráží, je charakterizováno **koefficientem odrazu**. Ten lze vyjádřit jako složitou funkční závislost rychlostí P i S vln a hustot v nadloží i podloží rozhraní a úhlu dopadu α . Pro normálový dopad $\alpha = 0$ lze koeficient odrazu vyjádřit takto:

$$A_{PP} = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} = \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{\gamma_1 + \gamma_2} \quad (7.7)$$

Větší část seismické energie se obvykle od rozhraní neodráží, ale proniká do podložního prostředí. Seismický paprsek se přitom láme pod úhlem β , který je spojen s rychlostmi V_1, V_2 a úhlem dopadu α_1 podle (7.6):

$$\sin \beta = \frac{V_2}{V_1} \sin \alpha_1 \quad (7.8)$$

Při průchodu vznikají též přeměněné vlny v podložní vrstvě. Z jedné dopadající vlny tedy mohou vzniknout čtyři vlny druhotné: dvě odražené a dvě procházející – lomené.

Je-li úhel dopadu na rozhraní roven poměru V_1/V_2 , označujeme jej jako **kritický úhel** i . Podle Snellova zákona pak platí

$$\frac{V_1}{\sin \alpha_1} = \frac{V_2}{\sin 90^\circ} \quad (7.9)$$

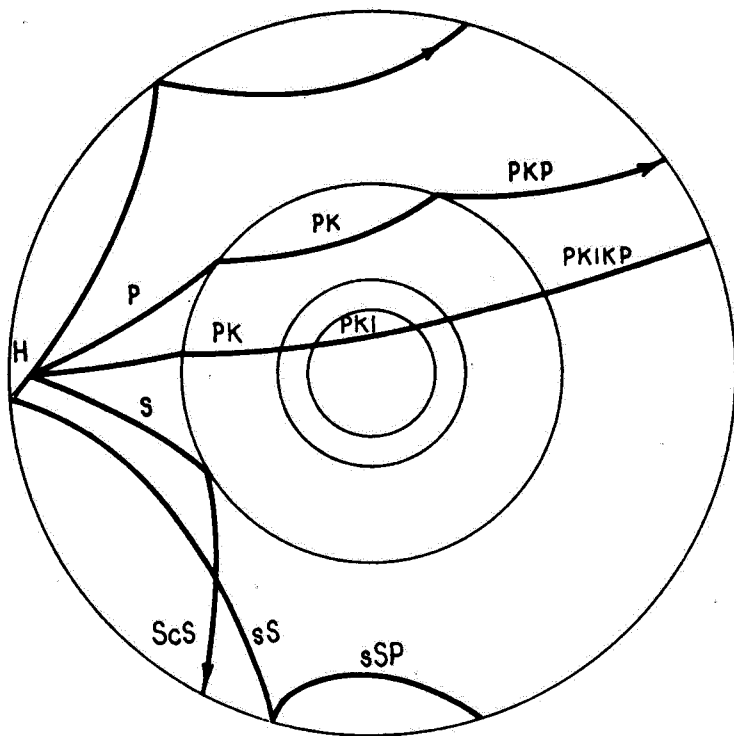
a místo vlny pronikající do podloží vzniká **vlna čelná**, šířící se podle rozhraní ($\beta = 90^\circ$) a vytvářející přitom podle Huygénsova principu v každém bodě rozhraní nový zdroj vlnění, z něhož se část energie čelné vlny vrací k povrchu. Její paprsky svírají přitom s normálou k rozhraní opět úhel i . Při úhlu dopadu $\alpha > i$ nastává tzv. **totální odraz** a seismická vlna už neproniká do podložního prostředí. Podmínkou vzniku čelné vlny je, aby $V_2 > V_1$.

Jestliže prostředí nemá vrstevnatou stavbu, ale rychlost šíření seismických vln v něm stoupá spojitě, dochází podle Snellova zákona k spojitému zakřívování seismického paprsku. Tak vzniká tzv. **vlna refragovaná**. Označíme-li rychlost v hloubce z jako $V(z)$ a úhel, který svírá paprsek s vertikálou jako $\alpha(z)$, můžeme Snellův zákon vyjádřit ve tvaru

$$\frac{V_0}{\sin \alpha_0} = \frac{V(z)}{\sin \alpha(z)}, \quad (7.10)$$

kde index 0 označuje povrchové hodnoty rychlosti V a úhlu α . Pro $V(z) = V_0/\sin \alpha_0$ se zřejmě $\sin \alpha(z)$ rovná 1 , což znamená, že seismické paprsky refragovaných vln se obračejí zpět k povrchu. První z nich byla nazvána po jugoslávě-

V seismologii označujeme symboly PP, PPP ap. vlny, procházející prostředím jako refragované, které se odrážejí od zemského povrchu a vrací se zpět do Země (obr. 7.6). Podobně mohou být značeny i další typy vln procházející Zemí.



7.6 Průchod seismických vln Zemí (G. D. GARLAND, 1971): H – hypocentrum (viz část 7.3.1), P – podélná vlna, S – příčná vlna, K – podélné vlny v jádru, I – podélná nebo příčná vlna ve vnitřním jádru, s – vlna odražená od zemského povrchu, c – vlna odražená od povrchu jádra

Rychlosti šíření seismických vln v reálných prostředích jsou závislé na **mineralním složení hornin** a na jejich **porozitě**. Vliv porozity a výplně pórů je však významný u málo konzolidovaných hornin sedimentárního obalu v malých hloubkách. U hornin uvnitř zemského tělesa je rozhodující mineralogické složení látek a někdy i teplota (s rostoucí teplotou rychlosti seismických vln klesají). V tab. 7.1 jsou uvedena data o rychlostech šíření seismických vln v horninách zemské kůry a svrchního pláště. Rychlosti šíření seismických vln jsou ovlivňovány též porušením hornin.

Rychlosti šíření podélných seismických vln

Tabulka 7.1

Materiál — hornina	Rychlost [m . s ⁻¹]
vzduch	310— 360
voda	1430—1590
hlinité půdy	250— 600
jilovito-písčité sedimenty podle stupně zpevnění	1600—5500
vápence	2500—6000
kyselé vyvřeliny (žuly ap.)	
u povrchu	4000—6000
v granitické vrstvě	5500—6500
bazické vyvřeliny (gabra ap.)	
u povrchu	6000—7000
v bazaltové vrstvě	6500—7500
materiál svrchního pláště (granátické peridotidy ap.)	8000—9000

Seismické vlny jsou obvykle vyvolávány krátkodobým účinkem silového impulsu, a proto je celková energie seismických vln konečná. S rostoucí vzdáleností r od zdroje vlnění **ubývá seismická energie** z následujících příčin:

1. v důsledku zmenšení hustoty seismické energie na jednotku plochy čela vlny – tzv. vliv sférického rozšiřování čela vlny nebo též geometrický faktor. Amplitudy seismické vlny se přitom zmenšují úměrně hodnotě $1/r$;

2. následkem ztráty energie při odrazu a přeměně seismických vln na jednotlivých rozhraních;

3. vlivem nedokonalé pružnosti horninového reálného prostředí, v němž dochází při průchodu seismické vlny k přeměně části její energie na energii tepelnou. Více jsou přitom postiženy vysokofrekvenční složky spektra vlny, takže vlny procházející zemským tělesem na velké vzdálenosti mívají převládající frekvence velmi nízké a periody naopak velké.

Jev uvedený v bodě 3 se nazývá **absorpce seismické energie**. Označíme-li počáteční amplitudu seismické vlny A_0 a amplitudu v bodě vzdáleném r od počátku A_r , pak platí

$$A_r = A_0 e^{-\beta r}, \quad (7.11)$$

kde β je koeficient absorpce, který je závislý na frekvenci seismického vlnění.

7.1.5 STOJATÉ VLNĚNÍ V ZEMSKÉM TĚLESE

V posledních desetiletích byly na záznamech silných zemětřesení zjištěny **stojaté vlny**, což jsou **vlastní kmity Země**. Jedná se o vlnění s velmi vysokými periodami (až 60 minut), podle něhož lze modelovými výpočty ověřovat seismické modely Země a její elasticitu.

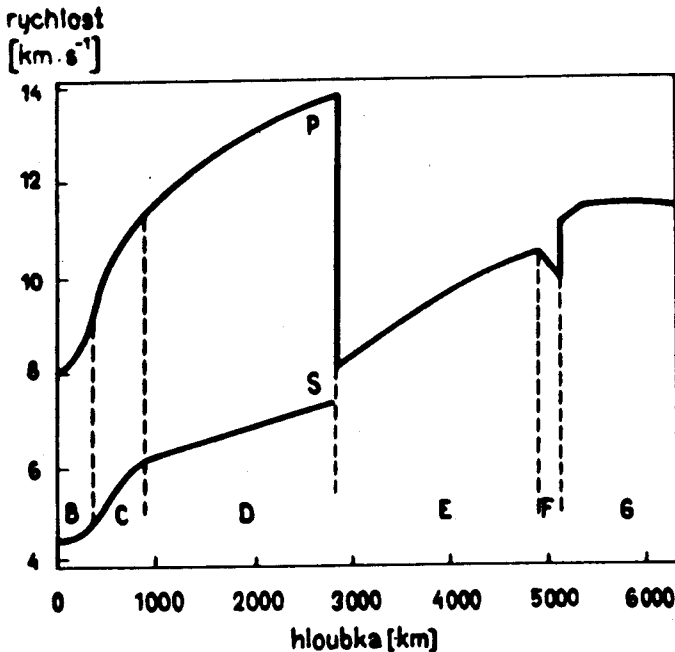
Studium seismických vln vyvolaných zemětřeseními je jedním z hlavních zdrojů informací o vnitřní stavbě zemského tělesa. Podkladem informací jsou registrované časy příchodu P a S vln, které zemským tělesem procházejí, odrážejí se a lámou na mezilehlých rozhraních, případně zemském povrchu. Z hodochron těchto vln lze určit rychlost, kterou se šíří jednotlivými částmi zemského tělesa.

Základní seismický model Země sestavil po mnohaletém úsilí australský geofyzik K. E. BULLEN. Podle tohoto modelu lze zemské těleso rozdělit do 7 zón, označených písmeny A až G. Fyzikální charakteristiky těchto zón jsou uvedeny v tabulce 7.2. Podle Bullenova modelu lze v zemském tělese vyčlenit tři základní jednotky: **zemskou kůru** (zóna A), **zemský plášť** (zóny B – D) a **zemské jádro** (zóny E – G). Tyto základní jednotky jsou odděleny dvěma význačnými

Tabulka 7.2

Fyzikální charakteristiky zón Bullenova modelu Země (V. ŠKVOR, J. ZEMAN, 1976)

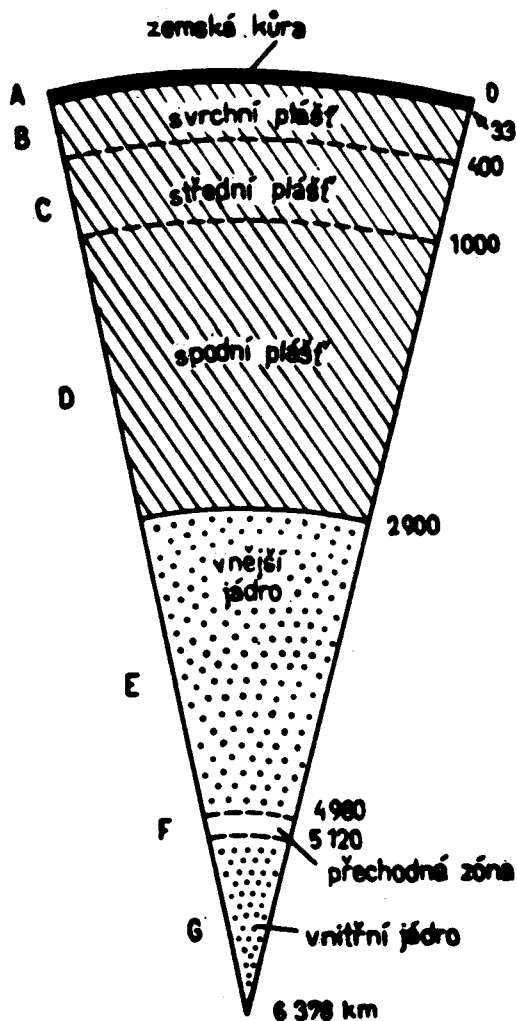
Bull. zóna	Hloubkový interval [km]	Rychlost vln [$\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$]		Hustota [$10^3 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	Tlak [10^{11}Pa]
		P	S		
A	0— 33	velký interval změn		2,7—3,0	0,14
B	33— 410	7,8— 9,0	4,4—4,9	3,3—3,4	0,39
C	410—1000	9,0—11,3	5,0—6,4	4,0—4,5	1,01
D'	1000—2700	11,3—13,6	6,4—7,3	4,5—5,7	1,37
D''	2700—2900	13,6	7,3	9,4	
E	2900—4980	8,1—10,4	vymizení	11,3	3,17
F	4980—5120	10,4— 9,5	vymizení	17,3	3,64
G	5120—6378	10,8—11,4	3,3—3,6		



7.7 Rychlosti seismických vln v zemském tělese (podle K. E. BULLENA)

diskontinuitami, projevujícími se výraznou změnou rychlosti šíření seismických vln: **Mohorovičičovou diskontinuitou** (též **Moho-diskontinuita**), oddělující kůru od pláště, a **Gutenbergovou diskontinuitou** mezi pláštěm a jádrem. Prvá z nich byla nazvána po jugoslávském geofyzikovi A. MOHORVIČIČOVI, který se zasloužil o její identifikaci; charakterizuje ji náhlý vzestup rychlosti šíření seismických vln o $0,5-1 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$. Gutenbergova diskontinuita, pojmenovaná po slavném seismologu B. GUTENBERGOVI, se vyznačuje náhlým snížením rychlosti P vln a vymizením S vln. (Průběh rychlosti vln v zemském tělese je na obr. 7.7, stavba Země podle Bullena je znázorněna na obr. 7.8.)

Význam seismického modelu spočívá i v tom, že ostatní metody, umožňující zkoumání vnitřní stavby Země, nám podávají většinou informace podstatně obecnější, zatímco konkrétní informace o stavbě jednotlivých částí Země ve formě horninových vzorků jsou značně hloubkově omezené. **Nejhlubší vrt na světě** byl projektován v SSSR na poloostrově Kola a v r. 1984 dosáhl již hloubky 12 000 metrů. Nejhlubší těžební vrt na plyn v Texasu (USA) byl ukončen v hloubce 8088 m a nejhlubší vrt v ČSSR (Šaštín 12) v hloubce 6507 m. Další poznatky přinášejí uzavřeniny hornin v magmatech, která vyvřela na zemský povrch; některé z nich pravděpodobně pocházejí ze svrchní části zemského pláště. Při všech dalších úvahách o materiálovém složení Země musí být jako přední parametr uvažována rychlost šíření seismických vln.

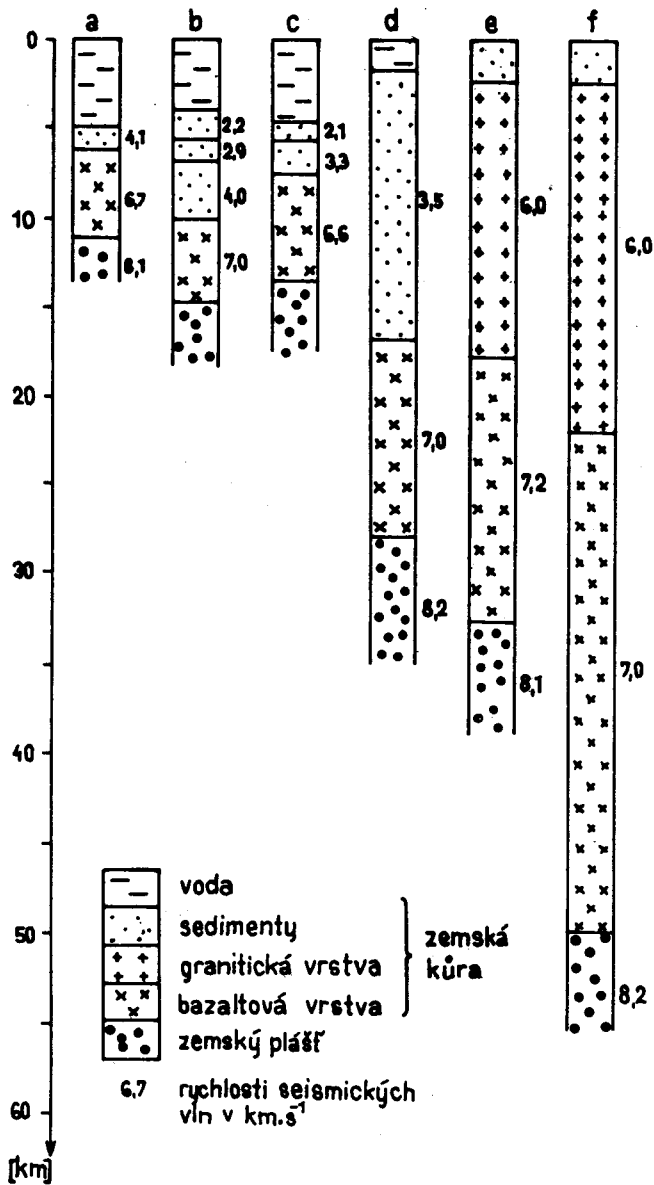


7.8 Bullenův model stavby Země

7.2.1 ZEMSKÁ KÚRA

Zemská kůra (Bullenova zóna A) je nejsvrchnější slupkou pevného zemského tělesa. Mocnost kůry je proměnlivá – na kontinentech se obvykle pohybuje v rozmezí 30–40 km, v horských oblastech 50–70 km, v Himálaji dosahuje až 80 km. Pod oceány však její mocnost klesá na 6–15 km.

Z **litologického hlediska** lze zemskou kůru rozdělit schematicky na **sedimentární obal**, **granitickou vrstvu** a **bazaltovou vrstvu**. Názvy „granitický“ a „bazaltový“ však neznamenají konkrétní petrografické složení, jedná se pouze o označení vrstvy takovým názvem, který by co nejlépe odpovídal fyzikálním vlastnostem jejích hornin.



7.9 Různé typy zemské kůry: a) oceánická kůra; b) až d) – přechodné typy: b) Ochotské moře, c) Japonské moře, d) Černé moře; e) typická kontinentální kůra; f) zemská kůra v Karpatech

Existují dva **základní typy zemské kůry** – **kontinentální** a **oceánická**. V **kontinentální kůře** jsou zastoupeny všechny tři základní části zemské kůry, v **oceánickém typu** chybí granitická vrstva. Kromě těchto dvou typů existují i přechodné typy – subkontinentální a suboceánický, které se nalézají podél okrajů kontinentů v oblastech kontinentálních svahů, okrajových moří a ostrovních oblouků. Kůra kontinentálního typu se vyskytuje v oblastech starých štítů a platform, zón pásemných pohoří a intermontánních depresí, kůra oceánického typu se nalézá v oceánských pánvích, hlubokomořských příkopech a hřbetech a částečně i v oblastech ostrovních oblouků.

Ukázky příkladů různé stavby zemské kůry jsou na obr. 7.9, výsledky měření dvou profilů metodou hlubinného seismického sondování, která je uvedena níže, jsou na obr. 7.10.

Sedimentární obal vytváří asi 18 % objemu zemské kůry. Jeho průměrná mocnost je 1,8 km. Asi polovina všech sedimentů je uložena v kontinentálních geosynklinálních pánvích. Petrograficky jsou v sedimentárním obalu zastoupeny přibližně stejně – po cca 40 % – slepence a pískovce na jedné straně a jílovce s břidlicemi na straně druhé. Převážná část zbytku (18 %) připadá na karbonáty.

Granitická vrstva se vyskytuje jen v kontinentálním typu zemské kůry. Je tvořena hlavně kyselými až intermediálními vyvřelinami a metamorfovanými horninami (až do úrovně amfibolitové facie). Rychlost seismických vln se pohybuje nejčastěji v rozmezí 5,7–6,3 km · s⁻¹. Průměrná mocnost granitické vrstvy je 18 km, od hlubší bazaltové vrstvy je oddělena **Conradovou diskontinuitou**.

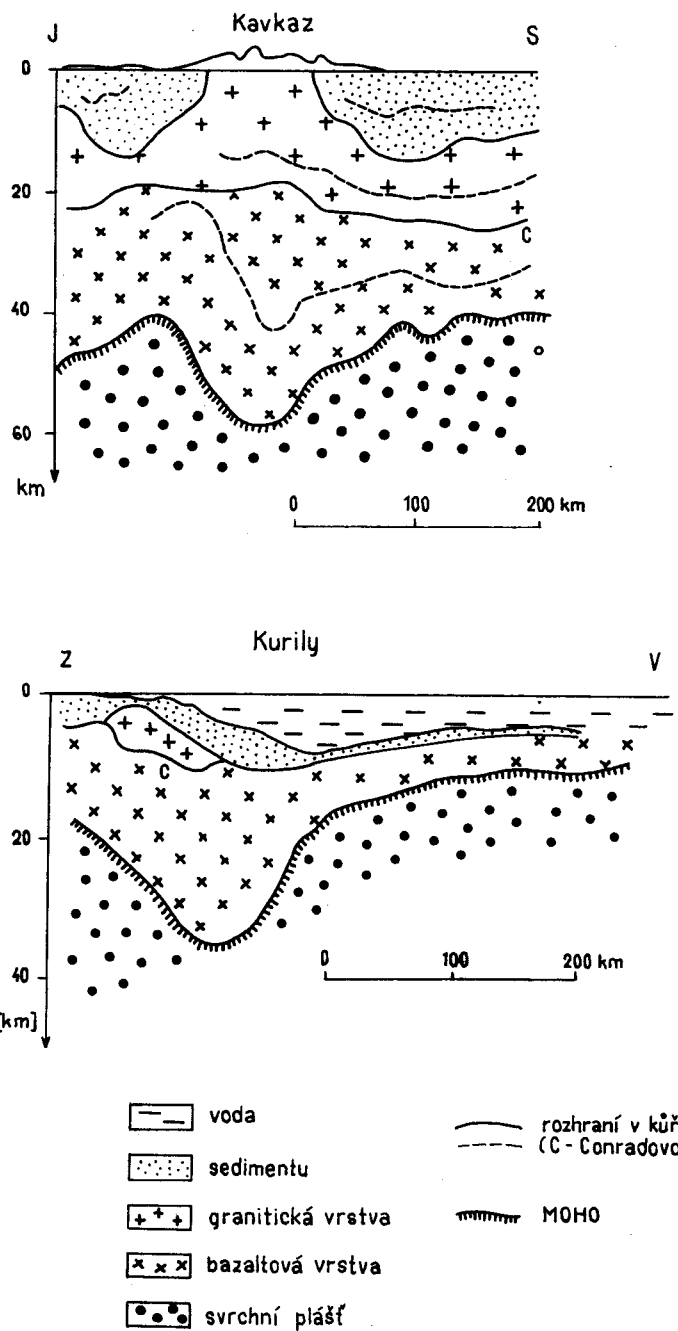
Bazaltová vrstva má rozdílné složení pod kontinenty a pod oceány. Na kontinentech lze v ní očekávat kromě bazických a ultrabazických hornin i přítomnost metamorfovaných hornin a kyselých vyvřelin. V oceánické kůře se kyselejší horniny nevyskytují. Rychlosti seismických vln v bazaltové vrstvě se nejčastěji pohybují v rozmezí 6,5–7,2 km · s⁻¹. Její mocnost pod kontinenty se pohybuje mezi 15 a 50 km, pod oceány je menší.

Stavba kontinentální kůry není zdaleka jednotná. Conradova diskontinuita, která má oddělovat granitickou a bazaltovou vrstvu, nebyla na některých místech vůbec zjištěna (což znamená, že rozhraní mezi granitickou a bazaltovou vrstvou není v těchto místech ostré). Jinde bylo naopak zjištěno podobných rozhraní několik, ale s menším rychlostním rozdílem. Pod pevninskými riftovými zónami existují horniny o zvýšených rychlostech ve spodní části zemské kůry, které snad jsou směsí bazického a ultrabazického materiálu pronikajícího vzhůru z pláště.

Jednotlivé zvláštnosti zemské kůry jsou zřejmě způsobeny specifikami jejího vývoje. V oblasti Kaspického a Černého moře leží přímo na bazaltové vrstvě 10–15 km mocná vrstva sedimentárního obalu. Některé seismické materiály z východního pobřeží USA jsou interpretovány jako důkazy opakovaných násunů bloků granitické vrstvy zemské kůry na sedimentární sérii ap.

Mocnost **oceánické kůry** se pohybuje v rozmezí 6–15 km. Obvykle se skládá ze 3 pater: nejvýše leží málo mocná vrstva sedimentů o rychlostech seismických vln do 3,2 km · s⁻¹, nanejvýše jurského stáří (viz tab. 11.1), hlouběji se nalézají částečně zpevněné sedimenty střídající se s vulkanity převážně čedičového složení s rychlostmi do 6 km · s⁻¹. Objemově asi 2/3 tvoří nejspodnější patro o rychlostech 6,2–7,9 km · s⁻¹, tvořené baziky a ultrabaziky, případně jejich metamorfovanými ekvivalenty.

Již po řadu let probíhá ve světě – nejvíce v Evropě a Severní Americe – **průzkum stavby zemské kůry a přilehlé části svrchního pláště** v rámci řady národních i mezinárodních projektů. Měření probíhají podél liniových profilů, na nichž jsou registrovány seismické vlny vyvolané odpaly velkých náložů trhavín nebo které leží ve směru k často činnému ohnisku zemětřesení. Tato profilová měření, zvaná **hlubinné seismické sondování**, jsou technicky vysoce náročná, protože vzdálenost mezi zdrojem energie a místem registrace činí i několik set km. Mnohem jednodušší, ale i pomalejší, je měření s pomocí trvale instalovaných seismometrů. Při těchto měřeních jsou registrovány vlny odražené a čelné od Conradovy a Mohorovičičovy diskontinuity, případně od dalších rozhraní v zemské kůře a svrchním plášti. Dále je registrována přímá

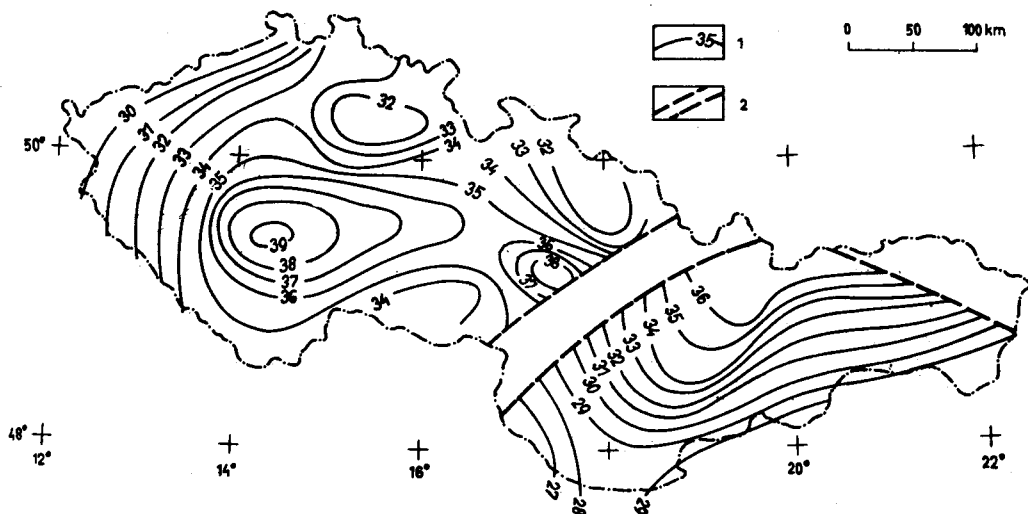


7.10 Profily zemskou kůrou podle hlubinného seismického sondování: a) profil přes Kavkaz, b) profil přes Kurily a přilehlou část Tichého oceánu

refragovaná vlna procházející zemskou kůrou. Zemská kůra se chová jako vrstevnaté prostředí s gradienty rychlosti v jednotlivých vrstvách; časté jsou případy rychlostních inverzí, kdy se objevují horniny o nižších rychlostech pod horninami s vyššími rychlostmi.

V důsledku těchto fyzikálních a geologických nehomogenit dochází pak k intenzivnímu nepravidelnému zakřivování a seismických paprsků v zemské kůře a komplikovanému průběhu hodochron seismických vln.

Z výsledků měření **hlubinného seismického sondování v ČSSR** uvádíme, že mocnost zemské kůry v Českém masivu se pohybuje nejčastěji mezi 30 a 38 km (obr. 7.11), maximálně 40 km na Sedčánsku, v Podunají dosahuje mocnost zemské kůry pouze 28 km, ve vnějších Karpatech 42–50 km. Snížení mocnosti zemské kůry na jižním Slovensku odpovídá podmínkám známým z dnešních okrajových moří, kde je rovněž mocnost kůry snížena, a je odrazem nedávné existence vnitrokontinentálního oceánu – Tethys – v dnešní střední a jihovýchodní Evropě.



7.11 Strukturální schéma povrchu Mohorovičičovy diskontinuity se zónami hlubinných zlomů ověřených metodou hlubinného seismického sondování na území ČSSR (podle B. BERÁNKA et al., 1978):

- 1 – izolinie udávající hloubku Moho-diskontinuity v km,
- 2 – zóny hlubinných zlomů

7.2.2 ZEMSKÝ PLÁŠŤ

Zemský plášť se podle Bullenova modelu skládá ze tří zón – *B, Ca D*. **Zóna B** – tzv. **svrchní plášť** – se rozkládá od Mohorovičičovy diskontinuity do hloubky asi 400 km. Podobně jako zemská kůra se i zóna *B* vyznačuje řadou nehomogenit. Z nehomogenit horizontálního typu je nejvýznamnější **kanál (zóna) snížených rychlostí seismických vln**, tzv. **astenosféra**, která se pro podélné vlny nachází v hloubkách 100–150 km. Snížení rychlosti šíření seismických vln zde dosahuje 0,3–0,4 km · s⁻¹, přičemž snížení rychlosti je větší u příčných vln. Pro příčné vlny je rovněž tato zóna širší. Za příčinu snížení rychlosti se obvykle považuje přiblížení teploty v těchto hloubkách k teplotě tavení hornin a v důsledku toho jejich zvýšenou plasticitou nebo dokonce nataveným stavem. Do zóny *B* zasahují četné hlubinné zlomy, takže se v ní projevují i vertikální nehomogenity. Jejich existenci nasvědčují i změny rychlosti na povrchu Mohorovičičovy diskontinuity.

Ze seismických materiálů bylo ve svrchním plášti na některých místech vyčleněno několik menších diskontinuit, z nichž nejvýraznější je v hloubce 200 km, takže např. GUTENBERG kladí spodní hranici zóny *B* do této hloubky. Z hlediska globální tektoniky (viz část 11.2.3) patří svrchní část zóny *B* nad kanálem nízkých rychlostí do tzv. **litosféry**. V hlubších částech pláště existuje ještě několik dalších zón snížených rychlostí.

Názvem **litosféra** označujeme vnější pevný obal Země, tvořený zemskou kůrou a svrchní částí zóny *B*. Litosféra je rozdělena soustavou mobilních zón na řadu dílčích litosférických desek, které se vůči sobě pohybují.

Nejvýraznějšími vertikálními nehomogenitami v zóně *B* jsou nepochybně **litosférické desky**, podsouvané v zónách subdukce (tzv. Wadati-Benioffova zóna) do velkých hloubek a přinášející do pláště materiál ze zemské kůry.

Materiál, z něhož je zóna *B* složena, je nejspíše tvořen ultrabazickými horninami – granátickými peridotity v nejvyšší části, hlouběji eklogity. Tyto horniny – spolu s ojedinělými pyroxenitami – byly zjištěny ve formě uzavření v magmatech přicházejících ze svrchního pláště.

Rozsah zóny *C* (**střední plášť**) se nejčastěji udává od 400 do 900–1000 km. O horninách v těchto hloubkách předpokládáme, že se zde ještě v zásadě nemění silikátový charakter hornin známých ze zón *A* a *B*. Dochází zde však v důsledku zvýšených tlaků a teplot ke změnám v mineralogickém složení. To platí i o následující zóně *D*. Podle laboratorních výzkumů postupně z hornin mizí plagioklásy, pyroxeny se mění na granáty, křemen přechází do své hlubinné modifikace – stišovitu, ap. Do středního pláště ještě zasahují pochody související se subdukcí spojené s přesuny hmot ze zón *A* a *B*. Nejhlubší zemětřesení známá z hloubek 700 km naznačují nejhlubší mez subdukce.

Dvě dílčí diskontinuity byly zjištěny podle seismologických materiálů v hloubkách 600 a 900–1000 km; tato rozhraní uvnitř pláště však jsou charakterizována změnou gradientu rychlosti a ne rychlostním skokem. Hlubší z nich je hranicí mezi zónami *C* a *D*. Rychlosti ve spodní části zóny *C* pro *P* vlny již přesahují $11 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$.

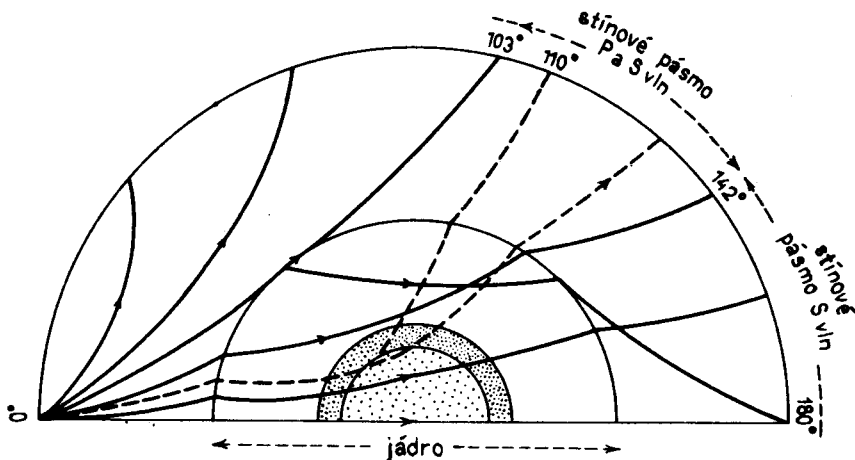
Zóna *D* pokračuje pak až ke Gutenbergově diskontinuitě v hloubce 2900 km. O jejím chemismu a mineralogickém složení se můžeme pouze dohadovat podle rozboru výsledků laboratorních experimentů. Pravděpodobně se zde kromě silikátů vyskytují i minerály o struktuře ilmenitu nebo perovskitu. Rychlosti *P* vln stoupají až na hodnoty blízké $14 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$. Spodní hranice vůči jádru – Gutenbergova diskontinuita – je pravděpodobně nerovná a v její oblasti předpokládáme částečné mísení hmoty zemského jádra a pláště.

7.2.3 ZEMSKÉ JÁDRO

Podle výsledků seismologických studií se skládá **zemské jádro** rovněž ze 3 částí – zón *E*, *F* a *G*. Odlišný charakter zón se projevuje hlavně rozdíly v rychlostech šíření *P* vln a schopností vzniku *S* vln. Rychlost *P* vln klesá na Gutenbergově diskontinuitě až k $8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ a potom ještě jednou uvnitř zóny *F*. Tím vznikají tzv. **stínová pásma** (obr. 7.12), která lze využít pro studium stavby jádra. Pro *P* vlny je rozsah stínového pásma v epicentrální vzdálenosti (viz 7.3.1) 103° – 142° . Stínové pásmo pro *S* vlny v úseku 103° – 180° je způsobeno tím, že tyto vlny se nešíří zónou *E* a nejspíše i větší částí zóny *F*. Náhlý skok rychlostí na Gutenbergově diskontinuitě a vymizení *S* vln v zóně *E* ukazují, že materiál v této zóně je v tekutém stavu a že je pravděpodobně chemicky odlišný od pláště. Předpokládáme, že jádro se skládá hlavně ze **železa a příměsí niklu**, případně některých dalších prvků – např. Si a C. Byly vysloveny též teorie, že jádro se skládá rovněž ze **silikátů**, které jsou působením vysokých tlaků degenerovány na metalickou fázi (došlo u nich k stlačení silikátových obalů). Experimentálně však tato teorie potvrzena nebyla.

Vnitřní jádro (zóna *G*) se též nazývá **jadérko**. Jeho svrchní hranice se předpokládá v hloubce 5100 km. Protože v něm existují příčné vlny, je pravděpodobně tvořeno pevným materiálem.

Mezi vnitřním a vnějším jádrem se nachází **přechodná zóna *F***. Její mocnost se udává různě, 150 až 600 km. Zdá se, že se skládá z několika vrstev lišících se rychlostí a snad i stupněm roztavení.



7.12 Studium stavby jádra podle stínových pásem

Rychlosti seismických vln v ní zvolna klesají a až na hranici vnitřního jádra se opět skokem zvyšují.

Seismické vlny procházející jádrem se označují symbolem K: PKP, PKS, SKP, SKS. Průchod jádrem se vyznačuje symbolem I: PKIKP. Znázornění průchodu vln jádrem je na obr. 7.6.

7.3 Zemětřesení

Země jako planeta není stabilním neměnným tělesem, ale prodělala a prodělává složitý vývoj. Během tohoto vývoje docházelo na zemském povrchu k převratným událostem: rozsáhlé plochy pevnin byly zaplavovány mořem, zatímco jinde se mořské dno vynořilo nad hladinu, celé kontinenty se v důsledku pochodů probíhajících v zemské kůře a svrchní části pláště posouvaly a otáčely, vznikala nová moře a horstva a staré oceány mizely. Mezi síly, působící všechny tyto změny, patří konvekční proudy, izostatické síly, gravitace aj. Působení těchto sil je zdánlivě velmi pomalé. V současné době např. dochází k postupnému zvedání okolí Baltského moře o několik mm ročně, změny vzdáleností mezi kontinenty vyvolané posunem litosférických desek se pohybují v mezích několika cm. I u nás byly zjištěny poklesové pohyby (např. v Polabí) a zvedání (např. ve středních Čechách a ve Vysokých Tatrách). Tyto zdánlivě nepatrné hodnoty však představují z hlediska miliónů let vývoje Země velmi rychlé procesy. Spojené účinky výše zmíněných sil vedou v zemské kůře a ve svrchní části pláště k vzniku dlouhotrvajících **napětových stavů**, které mohou vést k **překonání meze pevnosti horninového materiálu** (nejčastěji ve smyku). Pak dochází k náhlému uvolnění mechanické energie, které se projeví zemětřesením. **Zemětřesení lze charakterizovat jako soubor krátkodobých pohybů, reprezentující proces při změně napětového stavu hornin.** Zemětřesení jsou vázána na zemskou kůru a svrchní plášť, jen výjimečně jsou zaznamenávána i zemětřesení ze střední části pláště, maximálně z hloubky 700 km.

7.3.1 ZÁKLADNÍ POJMY

Ohnisko zemětřesení je prostor konečných rozměrů, ve kterém zemětřesení vzniká. Jeho délkové rozměry mohou dosahovat i několika set kilometrů. Proto ohnisko nahrazujeme jedním bodem, který nazýváme **hypocentrum**, a klademe jej do těžiště ohniska. Kolmý průmět

hypocentra na povrch Země se nazývá **epicentrum**. Vzdálenost mezi hypocentrem a epicentrem pak udává **hloubku ohniska**. **Hypocentrální čas** odpovídá okamžiku vzniku zemětřesení v ohnisku. **Epicentrální vzdálenost** je vzdálenost epicentra od místa pozorování. Okamžik, v němž se zemětřesení projeví v epicentru, nazýváme **epicentrální čas**. Okolí epicentra nejvíce postižené zemětřesením se nazývá **pleistoseistní oblast**.

Intenzita zemětřesení je veličina charakterizující velikost zemětřesení na základě pozorování makroseismických účinků. Směrem od pleistoseistní oblasti klesá intenzita na všechny strany.

Zemětřesení obvykle není tvořeno jediným otřesem. Často se objevují slabší otřesy před hlavním otřesem i po něm. Skupinu otřesů následujících po sobě o stejné intenzitě – tj. bez otřesu, který lze označit za hlavní – nazýváme **zemětřesné roje**.

7.3.2 DRUHY ZEMĚTŘESENÍ

Zemětřesení můžeme klasifikovat podle tří hlavních kritérií: původu, hloubky a intenzity.

Podle **původu** dělíme zemětřesení na **řítivá**, **sopečná** a **tektonická**. **Zemětřesení řítivá**, tvoří asi 3 % všech zemětřesení, vznikají např. řícením stropů podzemních dutin v krasových oblastech nebo v poddolovaných místech. Hypocentrum bývá velmi mělké a zemětřesení má pouze lokální charakter. Rozsah škod, které při něm vznikají, však může být značný.

Zemětřesení sopečná (vulkanická) tvoří asi 7 % všech zaregistrovaných zemětřesení. Bývají průvodním jevem sopečné činnosti. Jejich hypocentra jsou obvykle vázána na přírodní dráhy vulkanického materiálu a nacházejí se v hloubkách do 10 km. Jedná se o zemětřesení lokálního významu a malé intenzity, vyskytující se často ve skupinách (rojích).

Zemětřesení tektonická (dislokační) jsou nejčastějším a nejjednodušším typem zemětřesení. Vznikají náhlým uvolněním nahromaděné elastické energie v tektonicky aktivních oblastech, přičemž dochází ke smykovému pohybu ker podél zlomových spár. Zemětřesení se často projeví na celé soustavě zlomů, takže horizontální rozměr ohniska může být i stovky kilometrů. Maximální pohyby v horizontálním i vertikálním směru mohou dosáhnout i mnohametrových hodnot. Největší známý vertikální pohyb pochází ze zemětřesení v Assamu (Indie) z r. 1897 – činil 12 m. Největší horizontální posun je znám z altajského zemětřesení v Mongolsku z r. 1957, a to 8,8 m. Světově známá jsou zemětřesení vázaná na zlom San Andreas v Kalifornii (USA), podle něhož dochází jednak ke kontinuálním posunům 1–5 cm za rok, jednak k jednorázovým posunům spojeným se silnými zemětřeseními – v r. 1906 došlo k posunu o 4 m. Základní údaje o nejtragičtějších světových zemětřeseních jsou uvedeny v tab. 7.3.

Mezi tektonická zemětřesení lze obecně zařadit i **zemětřesení s hlubokými ohnisky**, která se vyskytují v místech rozsáhlých zón subdukce litosférických desek.

Podle **hloubky ohniska** rozdělujeme zemětřesení na **mělká**, **středně hluboká** a **hluboká**. Mezi **mělká zemětřesení** řadíme všechna zemětřesení řítivá a sopečná a ta tektonická zemětřesení, která mají hloubku ohniska do 60 km (tedy téměř všechna zemětřesení v zemské kůře a v nejsvrchnější části zemského pláště). Patří sem i zemětřesné efekty spojené s řícením skal či lavin, pádem meteoritů, průmyslovými a jadernými výbuchy ap.

Středně hluboká zemětřesení z hloubek 60–300 km již náležejí plně do svrchního pláště, do zóny B. Jejich příčinou jsou zřejmě nejčastěji endogenní pochody probíhající v zónách subdukce a kontaminace, hlavně tektonické deformace.

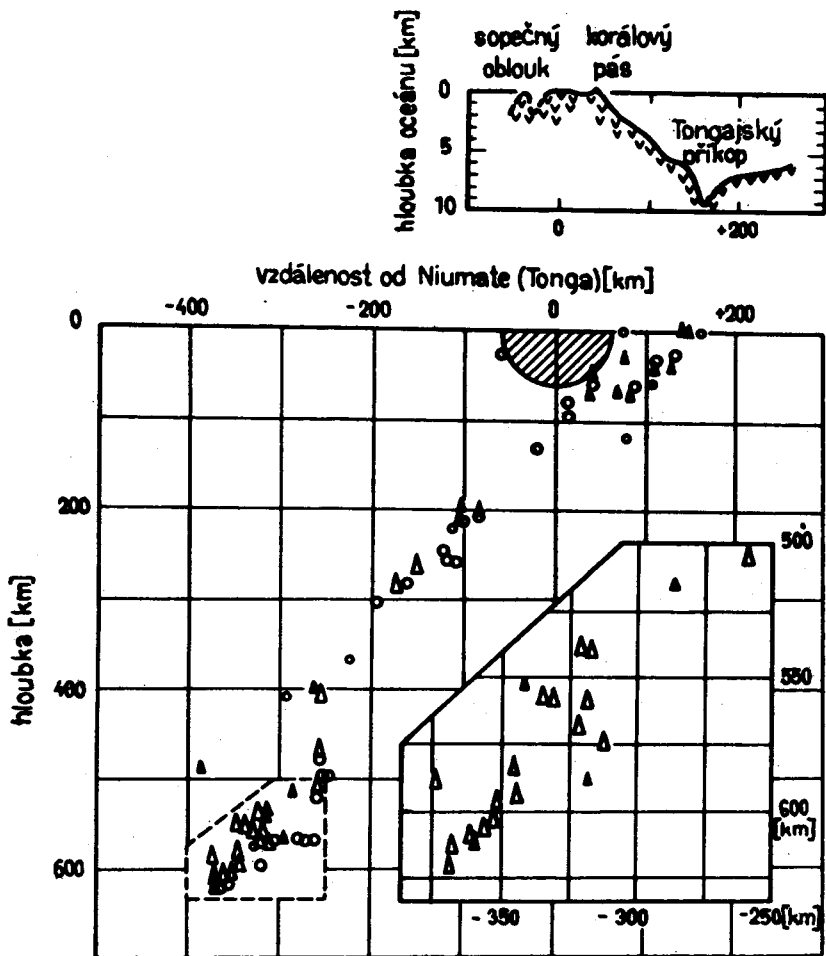
Zemětřesení s hlubokými ohnisky jsou vázána na význačné subdukční zóny, zejména v pacifické oblasti. Ohniska hlubokých zemětřesení vytvářejí ukloněnou plochu, odpovídající ponořující se litosférické desce. Na obr. 7.13 je zachycena závislost hloubky ohniska zemětřesení na epicentrální vzdálenosti od města Niutate na souostroví Tonga v Tichém oceáně; je vidět postupný pokles hypocenter až do hloubek přes 600 km. Tato zemětřesení jsou vázána na zónu subdukce, projevující se na mořském dně Tongajským hlubokomořským příkopem. Podobná plocha byla zjištěna i v oblasti Japonska.

Základní údaje o nejtragičtějším světových zemětřeseních (B. A. BOLT et al., 1977; Z. KUKAL, 1982). Do r. 1900 jsou uvedena zemětřesení s počtem obětí nad 70 000, v našem století nad 20 000 (M — magnitudo)

Datum	Oblast	M	Počet obětí	Poznámka
458	Antiochie (dnešní Antakya, jižní Turecko)		200 000	
1139	Gandja (dnešní Kirovabad)		100 000	
1201	Egejské moře	> 8	100 000	
27. 9. 1290	Čína, Č-liský záliv		100 000	
23. 1. 1556	Čína, Šan-si		830 000	
listopad 1667	Kavkaz		80 000	
30. 12. 1730	Japonsko, Hokkaidó		137 000	Podle A. Zátopka (1949)
11. 10. 1737	Indie, Kalkata		300 000	
1. 11. 1755	Portugalsko, Lisabon	> 9?	70 000	Tsunami
16. 8. 1868	Ecuador a Kolumbie		70 000	
28. 12. 1908	Itálie, Messina ¹⁾	7,5	120 000	Tsunami
13. 1. 1915	Itálie, Avezzano	7,0	30 000	
16. 12. 1920	Čína, Kan-su	8,5	180 000	
1. 9. 1923	Japonsko, Tokio a okolí	8,2	143 000	Požáry, škody 10 mld. jenů
1927	Čína		200 000	Sesuvy
26. 12. 1932	Čína, Kan-su	7,6	70 000	
31. 5. 1935	Pakistán, Quetta	7,5	60 000	
24. 1. 1939	Chile, Chillan	7,75	30 000	
31. 5. 1970	Peru, Huascarán	7,8	66 000	Sesuvy, škody 530 mil. dolarů
4. 2. 1976	Guatemala	7,9	23 000	Ep centrum při zlomu Montagua
27. 7. 1976	Čína, Chej-pej	7,6	242 000	Zničen miliónový Tchang-šaň
16. 9. 1978	Irán, Tabbás	7,7	25 000	
10. 10. 1980	Alžírsko, Al-Asnám	6,8	25 000	

¹⁾ Podle KUKALA (1982) bylo $M = 5,7$ a počet obětí 75 000 a více

Zemětřesení se dělí na **zemětřesení kontinentální a podmořská**. Při podmořském zemětřesení dochází k silným otřesům vodních mas, které mají za následek vytváření zvláštního typu vln zvaného **tsunami** (z japonštiny, označují se též jako **douhé nebo velké vlny v přístavu**). Jejich délka je nejčastěji mezi 150–300 km, výška na volném moři od několika desítek centimetrů do 1 m a maximální pozorovaná rychlost až 1000 km · h⁻¹. Při přechodu do šelfových oblastí se vlna zvyšuje a v příbojové oblasti dosahuje v závislosti na místních podmínkách často výše až několika desítek metrů. Asi 80 % případů tsunami připadá na Tichý oceán. Vedle podmořského zemětřesení může být příčinou tsunami i sopečná činnost (např. v r. 1883 při výbuchu vulkánu Krakatau v Indonézkém souostroví), sesuvy na pobřeží, řízení břehů nebo skluzy čerstvě usazených sedimentů z pevninského svahu. S ohledem na katastrofální účinky tsunami byla zřízena mezinárodní varovná služba.



7.13 Rozložení ohnisek hlubokých zemětřesení nad souostrovím Tonga v Tichém oceánu (Wadati – Benioffova zóna)

7.3.3

ÚČINKY A INTENZITA ZEMĚTŘESENÍ

Účinky zemětřesení dělíme na makroseismické (lze je stanovit na základě makroskopického pozorování) a mikrozeismické, které jsou registrovatelné pouze citlivými přístroji. Účinky zemětřesení jsou závislé na intenzitě zemětřesení, v případě budov též na hloubce jejich založení a na charakteru hornin resp. zemín, na nichž je stavba vybudována. **Makroseismické účinky** v přírodě zahrnují soubor více či méně katastrofických jevů: tvoří se praskliny v půdě, půda na svazích a na březích řek se sesouvá, dochází k horizontálním posunům nebo k vertikálním či šikmým poklesům podle systémů zlomů a prasklin, mizí stará a vytvářejí se nová jezera, řeky přemísťují svá řečiště ap. Často se při zemětřesení vyskytují i zvukové efekty – dunění, hřmění ap., někdy se objevují i další projevy porušení fyzikálního stavu prostředí – záře, záblesky atd. V řadě případů byly zjištěny rovněž změny hodnot některých fyzikálních polí, zejména magnetického. Celá škála různých typů poškození, končící až úplnou destrukcí, byla pozorována na budovách.

Pro stanovení intenzity zemětřesení slouží **zemětřesné stupnice**, z nichž se jako mezinárodní používá **dvanačtistupňová škála MCS** (Mercalli – Cancani – Sieberg) nebo rovněž **dvanačtistupňová škála MSK – 64** (Medveděv – Sponheuer – Kárník).

Zemětřesná stupnice obsahuje označení intenzity (stupně) zemětřesení příp. jeho název, popis účinků a hodnotu zrychlení pohybu částic na zemském povrchu, vyvolaného zemětřesením. Stručný popis stupnice MCS je uveden v následující části textu:

Stupeň I – zrychlení (v $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) do 2,5; zaznamenatelné pouze přístroji.

Stupeň II – zrychlení 2,5–5 – pozorován citlivými lidmi v klidu, zvláště ve vyšších patrech budov.

Stupeň III – **slabé zemětřesení** – zrychlení 5–10 – část obyvatelstva uvnitř budov je pociťuje jako slabý otřes, nezvyklý pocit změny rovnováhy, praskavé zvuky ve stropě a podlaze.

Stupeň IV – **mírné zemětřesení** – zrychlení 10–25 – lze pozorovat i mimo budovy, spící se většinou probudí, nábytek a okna se chvějí, dveře praští.

Stupeň V – **dostí silné zemětřesení** – zrychlení 25–50 – pozoruje jej i venku většina lidí, budovy se chvějí, nábytek se kýve, lehčí předměty se posunují, praskají okenní tabulky.

Stupeň VI – **silné zemětřesení** – zrychlení 50–100 – nábytek se posunuje nebo padá, obrazy a nádoby padají, rozzevučí se zvony, objevují se trhliny v omítce, půda kolísá, lidé opouštějí budovy.

Stupeň VII – **velmi silné zemětřesení** – zrychlení 100–250 – poškození střech a komínů, objevují se trhliny ve zdech, špatně založené budovy se říjí, stromy se kymácejí, vodní plochy se vlní.

Stupeň VIII – **bohřivé zemětřesení** – zrychlení 250–500 – velké škody na většině budov, boří se stěny, padají kostelní věže, sochy, v půdě se objevují trhliny, na strmých svazích sesuvy.

Stupeň IX – **pustošivé zemětřesení** – zrychlení 500–1000 – mnohé domy jsou vážně poškozeny a částečně se hrouť, stávají se neobyvatelnými, vznikají nová jezera.

Stupeň X – **někivé zemětřesení** – zrychlení 1000–2500 – většina budov zničena stejně jako hráze, mosty, železnice a potrubí, vznikají pukliny na vozovkách.

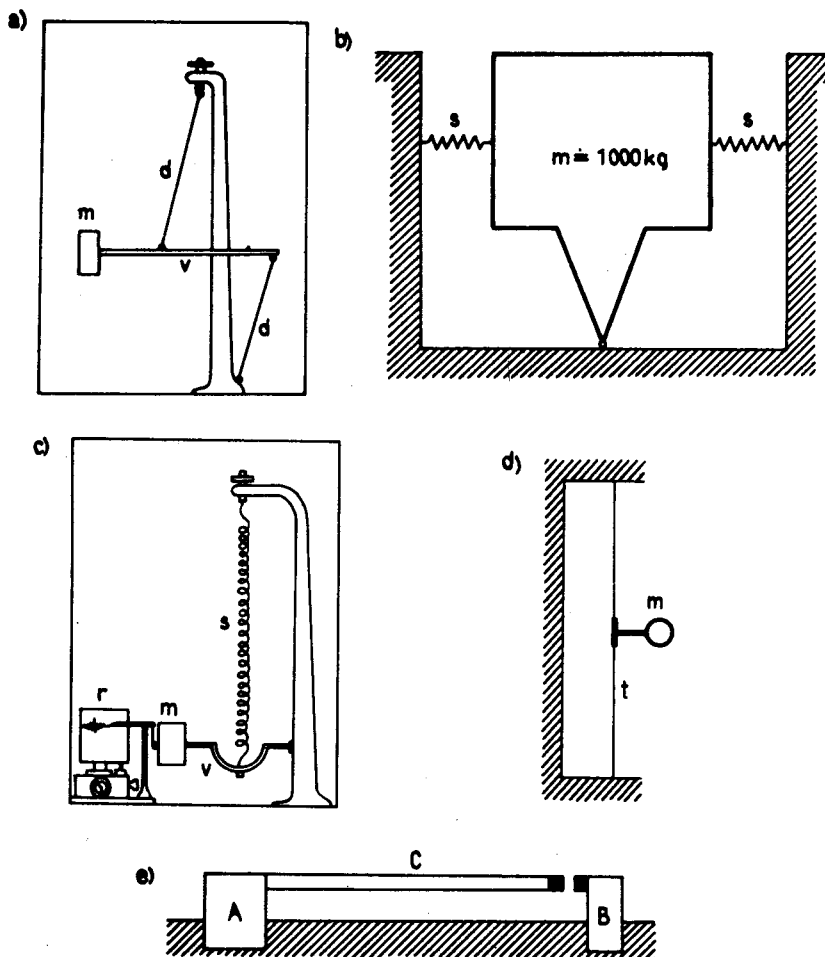
Stupeň XI – **zemětřesná katastrofa** – zrychlení 2500–5000 – neodolá žádná běžná stavba, dochází k sesuvům, zdvihům a poklesům, říční svahů, řeky mění svá koryta.

Stupeň XII – **velká zemětřesná katastrofa** – zrychlení přes 5000 – účinky podobné jako při stupni XI, ale silnější. Dochází k změně tvárnosti krajiny.

Stupnice MSK – 64 udává hodnoty zrychlení přibližně 4–5krát větší než stupnice MCS.

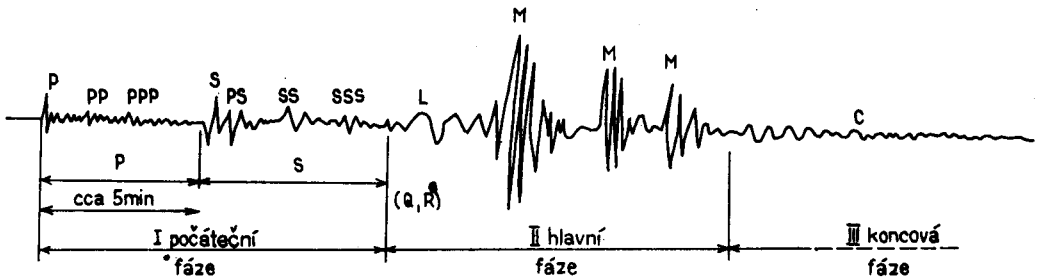
Z výsledků makroseismických pozorování jsou sestavovány **mapy zemětřesné aktivity**. Patří sem **mapy izoseist** – čar stejné pozorované intenzity zemětřesení, dále **mapy izoblab** – čáry spojující místa stejných škod, **mapy izakust** – čáry spojující místa stejných intenzit zvukového doprovodu zemětřesení. Makroseismická pozorování jsou často jediným vodítkem pro lokální zemětřesení, mají však následkem své subjektivitě pouze relativní cenu. Proto se používá mikroiseismických měření, umožňujících zjistit i množství uvolněné energie.

Mikroseismické účinky jsou registrovatelné na citlivých přístrojích – **seismografech**. Ze studia záznamu zemětřesení na seismické observatoři je možné určit polohu epicentra zemětřesení a jeho magnitudo, což je veličina analogická intenzitě. Seismografy jsou v podstatě upravená horizontální a vertikální kyvadla, existují i typy využívající principu elektromagnetické indukce. Schémata seismografů jsou uvedena na obr. 7.14. Měření seismografy je založeno na **principu setrvačné hmoty**, která je zavěšena nebo umístěna tak, aby byla vzhledem k zemi snadno pohyblivá. Při zemětřesení se snaží zůstat v klidové poloze a dostává se tak do relativního pohybu vzhledem k vlastnímu přístroji, který se kýve současně s okolím. Vzájemný posun mezi setrvačnou hmotou a pevnou částí seismografu se přenáší mechanicky nebo opticky na registrační papír, případně se používá magnetického zápisu.



7.14 Schéma seismografů: a) horizontální kyvadlo (m – setrvačná hmota, d – závěsné vlákno, v – pevné rameno); b) Wiechertův seismograf (s – pružina); c) vertikální seismograf (r – registrace); d) torzní seismograf (t – torzní vlákno); e) extenzometr (pevná tyč C je připevněna k pilířím A , registrují se relativní pohyby jejího konce vzhledem k pilíři B)

V seismografu jsou registrovány na třech samostatných zařízeních horizontální pohyby ve směrech sever–jih a západ–východ a vertikální pohyb. Rotační složky pohybu půdy nejsou registrovány, protože jsou příliš slabé. Výsledný zápis se nazývá **seismogram** (obr. 7.15). Na seismogramu lze určit časy příchodu jednotlivých typů seismických vln. Charakter seismogramu záleží na vzdálenosti registrační stanice od ohniska zemětřesení. Nejprve přicházejí různé typy podélných a příčných vln nebo přeměněných vln, pak se objevují skupiny vln označované L a M (*longae a maximae* – dlouhé a největší).



7.15 Příklad seismogramu zemětřesení střední vzdálenosti (podle A. ZÁTOPKA a K. PĚČE, 1976). Označení: P – podélné vlny, S – příčné vlny, L – povrchové vlny (Q, R – Rayleighovy a Loveho vlny), M – největší vlny (undae maximae), C – koncová fáze (cauda – ohon). Odráží-li se např. vlna P jako P, objeví se příslušné vlnění na seismogramu jako fáze PP (obdobně vznikne PPP, PS, SS, SSS)

Pro stanovení intenzity resp. energie zemětřesení vycházíme z magnituda M . Magnitudo je definováno jako dekadický logaritmus amplitudy zemětřesení vyjádřené v mikrometrech registrované standardním Woodovým-Andersonovým krátkoperiodovým seismografem v epicentrální vzdálenosti 100 km, tedy $M = \log a$. Obecně pro různé typy registrovaných vln pro magnitudo M platí:

$$M = \log \frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C, \quad (7.12)$$

kde a je maximální amplituda povrchových vln v 10^{-6} m, T je jejich perioda v sekundách, Δ je epicentrální vzdálenost a h je hloubka ohniska. Funkce $f(\Delta, h)$ je empiricky určená kalibrační funkce vzhledem k jednotkové epicentrální vzdálenosti. Konstanta C je dána korekčními konstantami pro danou observatoř a oblast. Mezi velikostí magnituda M a množstvím uvolněné energie E platí vztah $\log E = 11,8 + 1,5 M$. Největší dosud zjištěné magnitudo bylo 8,9 s uvolněnou energií přes $5 \cdot 10^{17}$ J.

Veličiny magnituda M využívá tzv. Richterova stupnice. Její porovnání se stupnicí MCS je uvedeno v tab. 7.4.

Tabulka 7.4

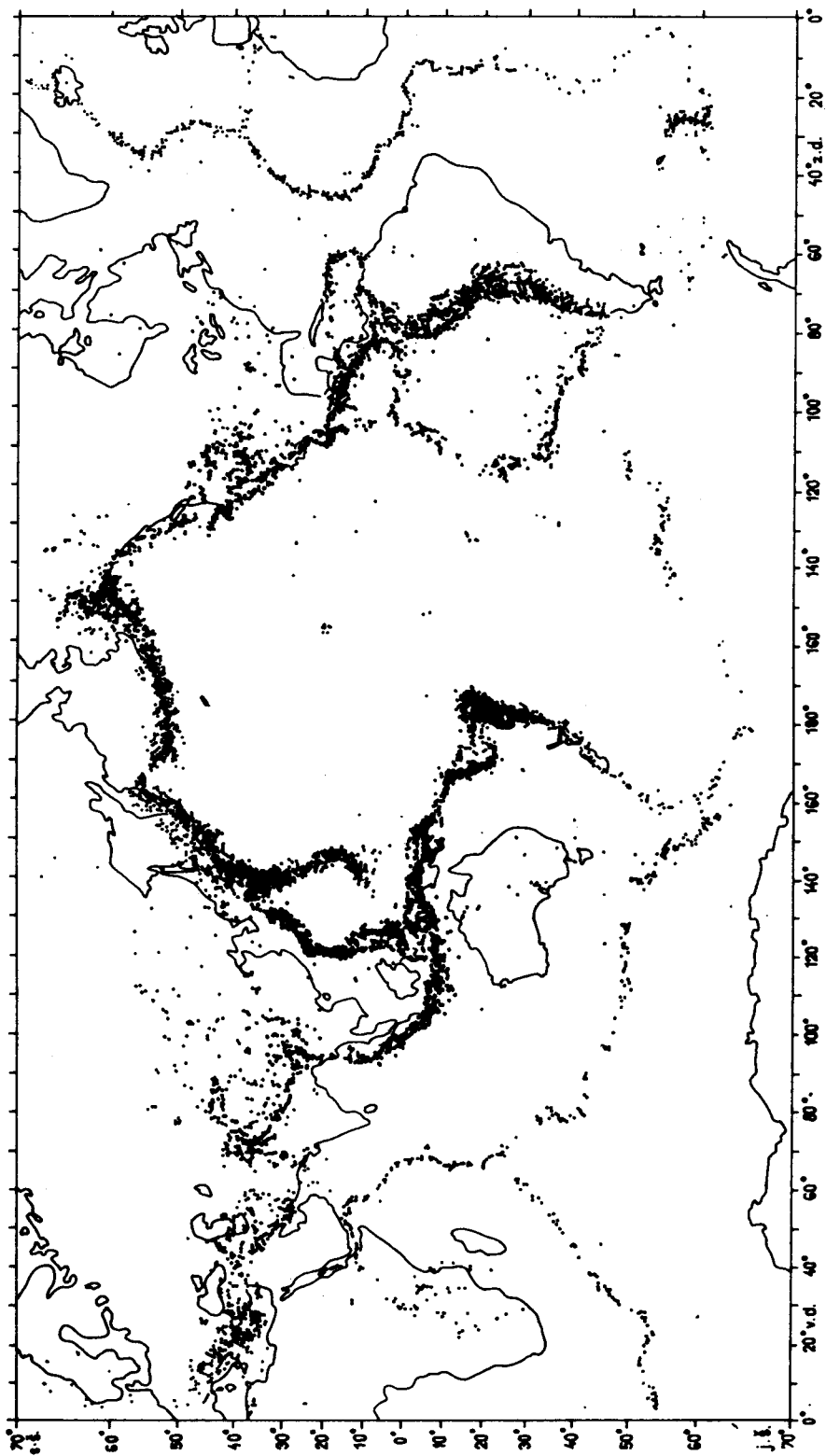
Přibližné porovnání stupnice Richterovy a MCS (podle K. MÜLLER et. al., 1985). P značí postiženou oblast

M	3,0–3,9	4,0–4,9	5,0–5,9
E [J]	$9,5 \cdot 10^8$ – $4,0 \cdot 10^{10}$	$6,0 \cdot 10^{10}$ – $8,8 \cdot 10^{11}$	$9,5 \cdot 10^{11}$ – $4,0 \cdot 10^{13}$
MCS	0–III	IV–V	VI–VII
P [km ²]	1950	7850	39 000
M	6,0–6,9	7,0–7,9	8,0–8,9
E [J]	$6,0 \cdot 10^{13}$ – $8,8 \cdot 10^{14}$	$9,5 \cdot 10^{15}$ – $4,0 \cdot 10^{16}$	$6,2 \cdot 10^{16}$ – $8,8 \cdot 10^{17}$
MCS	VII–VIII	IX–X	XI–XII
P [km ²]	130 000	540 000	2 080 000

7.3.4

GEOGRAFICKÉ ROZLOŽENÍ ZEMĚTŘESENÍ

Z geografického hlediska je rozmístění ohnisek zemětřesení na zemském povrchu značně nerovnoměrné (obr. 7.16). Ohniska zemětřesení se koncentrují do řady úzkých pásů, které převážně odpovídají rozhraním litosférických desek. Nejvýznamnější z nich je pás cirkumpacifického

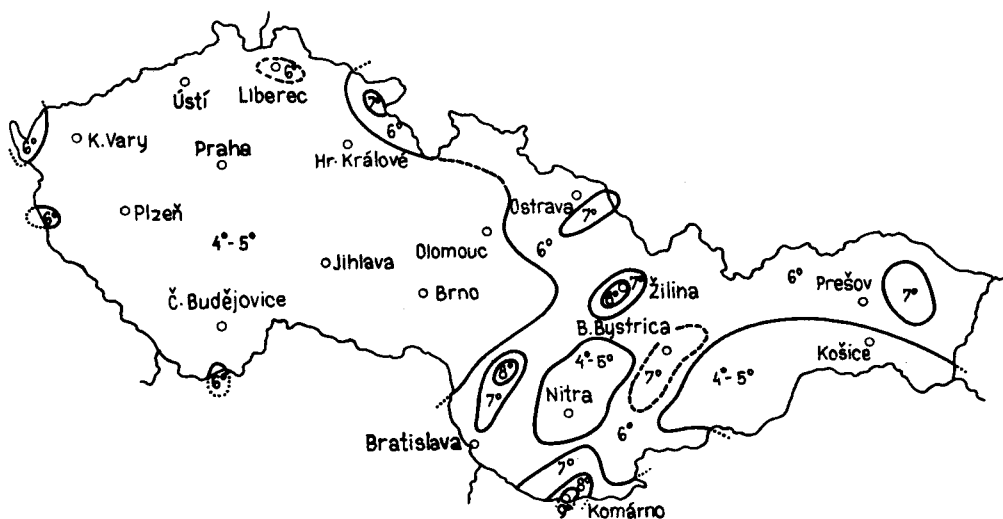


7.16 Rozložení ohnisek zemětřesení na Zemi v období 1961–1967 (podle M. BARAZANGIHO a J. DORMANA, 1969)

ký, probíhající od Kamčatky přes Japonské souostroví a Filipíny k Novému Zélandu a dále na jih k Antarktidě, odkud se stáčí k severu podél pobřeží Jižní a Severní Ameriky. Asi 80 % všech zemětřesení na Zemi pochází z tohoto pásu. **Druhý významný pás** prochází od Azor přes oblast Středozemního moře (patří do něj i Alpy a Karpaty) a přes Turecko a Írán do oblasti Himálaje a dále přes jižní Čínu do oblasti Sundských ostrovů. Další pásma globálního významu probíhají **podél středooceánských hřbetů** v Atlantském, Tichém i Indickém oceáně. V oblasti kontinentů se nejvíce zemětřesení soustřeďuje v pásmech ležících **podél aktivních hlubinných zlomů** (např. východoafrický rift, rýnský prolom).

Podle počtu zemětřesení můžeme na zemském povrchu vyčlenit **oblasti s velkým počtem zemětřesení (seismické)**, **s malým počtem zemětřesení (peneisimické)** a **oblasti prakticky bez zemětřesení (aseismické)**. Mezi seismické oblasti patří např. cirkumpacifický pás, mezi aseismické převážná většina ploch kontinentálních štítů (např. ruská tabule, australský štít). Každoročně bývá na Zemi 60 000–90 000 otřesů, které však v převážné většině lidé vůbec nepocítují. Velmi silných zemětřesení bývá ročně 18–20.

V Evropě bývá zaznamenáno ročně kolem 10 větších otřesů. V ČSSR jsou zemětřesení vázána hlavně na mladé, dosud živé tektonické zóny (sz. Čechy – mariánskolázeňský zlom a krušnohorský zlom, hronovsko-poříčská porucha v sv. Čechách, sudetský zlom na Opavsku), na Slovensku zejména systém komárenských zlomů. Častěji se v Českém masívu projevují otřesy ze sousedních seismicky aktivnějších oblastí, z nichž nejbližší je oblast Vídeňského lesa (výběžek Alp v sv. Rakousku) a severovýchodní Itálie. Nejsilnější zemětřesení historicky známé na území ČSSR bylo **komárenské zemětřesení** z r. 1763, které dosáhlo intenzity VIII–IX stupně škály MCS (zahynulo při něm 65 osob). Na obr. 7.17 jsou uvedeny izoseisty na území ČSSR, stanovené podle seismických měření a podle známých historických údajů.



7.17 Zjednodušené schéma mapy maximálních očekávaných intenzit zemětřesení na území ČSSR (podle V. KÁRNÍKA, Z. SCHENKOVÉ, 1979)

7.3.5 PŘEDPOVĚĎ ZEMĚTŘESENÍ A PREVENCE PŘED NÍM

Již po léta se snaží vědci z nejrůznějších oborů zjistit spolehlivé příznaky, které by umožnily předpovědět blízkost zemětřesení. Tato problematika je těsně spjata s otázkou **příčiny vzniku zemětřesení**; v dnešní době se přitom vychází z koncepce nové globální tektoniky (část 11.2.3) zejména pro nejdůležitější a nejnebezpečnější zemětřesení tektonická.

Při studiu otázky úspěšné **prognózy zemětřesení** se v dnešní době obrací pozornost k řadě fyzikálních a geologických jevů, které mohou mít souvislost s nastávajícím otřesem. Patří sem studium některých fyzikálních polí, zejména elektrického, magnetického a tíhového, sledování mikroseismicity, tj. časového a plošného rozložení slabých otřesů a jejich amplitud, ale i změny hladiny a chemizmu podzemních vod, výškové změny zemského povrchu ap. Na některé z těchto jevů zřejmě reagují zvířata, která již několik hodin před zemětřesením jeví neklid a chovají se neobvykle. Přes občas hlášené lokální úspěchy však dosud ještě nebyl vypracován jednoznačný a jasně zdůvodněný systém predikce zemětřesení. Z příbuzné problematiky nejdále pokročila **predikce důlních otřesů**, která se úspěšně provádí po řadu let i v ČSSR. V oblasti zlomu San Andreas probíhají první pokusy o přímé ovlivnění průběhu zemětřesení: v jeho zóně je vháněna do země voda pomocí vrtů. Tím se má dosáhnout zmenšení odporu hornin při vzájemném pohybu bloků a rozdrobit tak velký otřes na několik menších.

Při současném stavu našich znalostí o mechanismu zemětřesení a jeho predikci mají velký význam **preventivní opatření** proti jeho katastrofickým důsledkům. Patří sem v první řadě otázka **seismického rajonování**, při němž je určována pravděpodobná intenzita zemětřesení pro určitá časová období (obvykle 100 let nebo 10 000 let). Pro konkrétní oblasti jsou rovněž důležité fyzikální vlastnosti hornin, pokryvných útvarů a hloubka hladiny spodní vody, které mohou ovlivnit makroseismické účinky jednotlivých zemětřesení. Ve velkém byly tyto studie v ČSSR provedeny pro místa výstavby jaderných elektráren, ale jsou zpracovány např. i pro Prahu a Bratislavu. Obzvláště jsou ochranná opatření důležitá v místech, postižených nedávno silným zemětřesením (Skopje, Taškent) a v zemích s pravidelným výskytem silných zemětřesení. Důležitou součástí prevence je též výchova obyvatelstva, a to jak ve smyslu chování se při prvních příznacích zemětřesení, tak pokud jde o postup při likvidaci následků zemětřesení. Neméně významná je připravenost orgánů a organizací státního a veřejného typu pro případný zásah.

7.4 Metody užitě seismiky

Ze základů seismologie byly odvozeny **metody užitě seismiky**, které jsou dnes v širokém měřítku používány v oblasti průzkumu ložisek nerostných surovin, stavebnictví, vodohospodářství aj. Nejdůležitější je využití **metody odražených vln** v modifikaci **společného reflexního bodu** pro průzkum ložisek ropy a zemního plynu. Seismické vlny vyvolané odpaly náloží nebo pomocí vibrátorů jsou na počítačích přetvářeny do echoreflexů a zobrazovány ve formě časových řezů, které jsou pak přepočítávány na řezy hloubkové. V dnešní době je průzkum ložisek ropy a zemního plynu bez metody společného reflexního bodu nemyslitelný. Podobným způsobem jsou studovány i uhelné pánve.

Další použití metod užitě seismiky spočívá jednak v oblasti inženýrské geologie a hydrogeologie (sledování hladiny podzemní vody, studium hydrogeologických struktur, výzkumy při výstavbě přehrad, dálnic, tunelů, atomových elektráren ap.), jednak v oblasti průzkumu nerudných surovin (ložiska kamene, kaolínu aj.). Pro tyto účely jsou využívány hlavně čelné a refragované vlny.