

Földrengések és geotermika a Magyar medencében.

1. rész: A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletéről¹

BODRI BERTALAN²

A tanulmány az alkalmazott reológiai modellben paraméterek szerepét játszó kőzetösszetétel és fizikai környezeti tényezők által a rideg-képlékeny reológiai átmenet helyzetére gyakorolt hatások számszerű vizsgálatát nyújtja. Kimutatjuk, hogy a reológiai határ hőmérsékletére legalább olyan pontosságú becslés adható, mint a mélyhőmérsékletek becslésére szolgáló geotermikus modellszámítások pontossága. Így a reológiai rétegezetségi vizsgálatának célszerű alkalmazásai lehetnek a szeizmicitás és termikus állapot közötti kapcsolat kutatásában.

B. BODRI: Earthquakes and Thermal State in the Hungarian Basin. Part 1: On the Temperature of the Brittle-Ductile Rheological Transition

In present study, the influence of mineralogical composition and physical environmental factors, as parameters of the applied rheological model, on the position of the brittle-ductile transition boundary is investigated quantitatively. It is shown that the transition temperature can be assessed at least as accurately as are assessments of deep temperature distributions by geothermal modeling. Therefore studies of the rheological zonation of the lithosphere may have important applications in the problem of relation between seismicity and thermal features in an investigated area.

1. Bevezetés

A földrengések keletkezése, általánosan elfogadott szeizmotektonikai hipotézis [MEISSNER, STREHLAU 1982; SIBSON 1982; CHEN, MOLNÁR 1983; ITO 1990; RANALLI 1991 stb.] szerint, a litoszféra anyagának feszültséggel szembeni rideg reakcióját tükrözi. Rideg viselkedésmód olyan litoszféra-részekre jellemző, ahol 10^7 - 10^8 évnél rövidebb időtartamon belül stacionárius (vagy egyéb) tartófolysági jelenség nem tud kialakulni. Szeizmikusan csendes mélységzónákban viszont képlékeny, plasztikus viselkedés dominál, és adott mélységszint környezetében gyorsan csillapodó szeizmikus intenzitás rideg-képlékeny reológiai átmenetre utal. A szeizmicitás és termikus állapot közötti kapcsolat szempontjából ezért elsődlegesen fontos a litoszféra reológiai rétegezetségi vizsgálata, pontosabban annak becslése, hogy a hőmérséklet milyen módon, illetve mértékben van befolyással erre a rétegezetségre. Az elméleti reológia utóbbi évtizedben elért eredményei, valamint a laboratóriumi reológia mérési adatainak nagymérvű gyarapodása révén lehetővé vált viszonylag megbízható reológiai szelvényeket (rétegezetségi modelleket) kidolgozni különböző tektonikai stílusú és fejlődéstörténetű területekre. A földrengések mélységbeli eloszlásának e szelvények sajátágaival történő összehasonlításai során általában elég jó egyezés mutatkozott a hipocentrum-eloszlás, valamint a földanyag rideg nyírószilárdsága és képlékeny tartófolysági szilárdsága laboratóriumi

anyagvizsgálatokból ismeretes, de földtani skálára extrapolált értékeinek változásai között [RANALLI 1991].

Vizsgálatunk egyik feladatául reológiai modelleket szándékozunk kidolgozni a Magyar medence jellemző szerkezeti egységeire, illetve geotermikus provinciáira. Ilyen modellek alapján becslés adható képlékeny, lágy rétegek közé ágyazódott egy vagy több rideg szeizmogén zóna lehetőségéről valamely területen. Az eredményeknek alkalmazásai lehetnek továbbá annak szemléltetésére, hogy a reológiai rétegezetségi milyen módon van hatással geodinamikai folyamatokra. A szeizmotektonikus zónák helyzetét természetesen számos olyan tényező befolyásolja, amelyekről adott területen nincsenek konkrét adatok. Ezért első lépésben, jelen tanulmány tárgyaként, a szerepet játszó paraméterek széles változási intervallumaiban számszerűen vizsgáljuk különböző tényezők hatását a litoszféra reológiai rétegezetségiére. Ezáltal ismeretekhez jutunk a kérdéses reológiai modellek megbízhatóságáról, és módunk nyílik eltekinteni olyan tényezőktől, amelyek csak kismértékű befolyással vannak a reogramokra.

Reológiai alapok

Általános tapasztalati tény, hogy viszonylag alacsony, az olvadási hőmérsékletnek legfeljebb mintegy felét elérő hőmérsékleteken és a $\sim 10^3$ MPa nagyságrendet nem meghaladó nyomásszinteken a kőzetek megsemmisülése, anyagi összefüggésük megszakadása rideg törés útján megy végbe. A kőzetmechanikában legáltalánosabban alkalmazott Mohr-féle törési elmélet szerint törés akkor következik be, amikor a kőzet egy belső felületelemére ható τ nyírófeszül-

¹Beérkezett: 1994. november 28-án

²MTA-ELTE Geofizikai Tanszéki Kutatócsoport, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

ség nagysága eléri vagy meghaladja a μs_n nyírószilárdság értékét:

$$\tau \geq \mu s_n \quad (1)$$

ahol μ a belső súrlódási együttható, és s_n a nyírási síkban érvényesülő hatékony normálfeszültség. Szerkezeti földtani megfontolások alapján fenti egyenletet SIBSON [1974] a

$$\tau \geq bp(1-\lambda) \quad (2)$$

alakra transzformálta, ahol p a litosztatikus nyomás, λ a pórusfolyadék szerepét reprezentáló tényező (a pórusfolyadék p_f nyomása és a litosztatikus nyomás hányadosa), és b a kialakuló törés típusa által meghatározott együttható. Feltolódás, oldaleltolódás és normál vető esetére b rendre kifejezhető, mint [SIBSON 1974]:

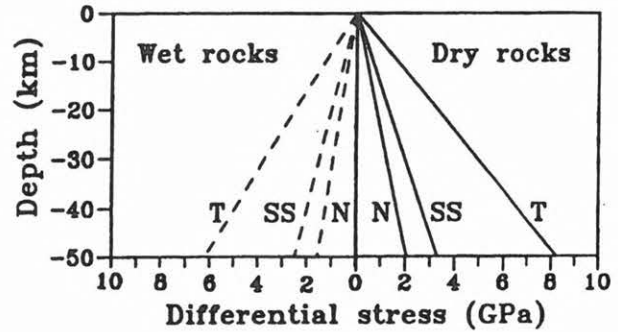
$$b = \begin{cases} (r-1), \\ 2(r-1)/(r+1), \\ (r-1)/r, \end{cases} \quad (3)$$

$$r = (\sqrt{1+\mu^2}-\mu)^{-2}.$$

Nagyszámú kísérleti eredmény rendszerezése, értelmezése alapján STESKY et al. [1974] arra a következtetésre jutott, hogy $s_n < 800-1500$ MPa és $T < 400-600$ °C viszonyok mellett a kőzetek nyírószilárdsága mintegy 10-15% hibahatáron belül gyakorlatilag független a kőzetminőségtől és hőmérséklettől, a súrlódási együttható tipikusan mondható értéke pedig $\mu \approx 0,75$. Ilyen súrlódási együttható esetén b értékére a fenti sorrendnek megfelelően 3, 1,2 és 0,75 adódik. Így a τ nyírófeszültséget az s_1 maximális és s_3 minimális főfeszültségekkel kifejezve ($\tau = (s_3 - s_1)/2$); ez a helyettesítés azért célszerű, mert a laboratóriumi reológiai vizsgálatokban a főfeszültségek aránya mérhető megállapítható, hogy normál vetőn, illetve oldaleltolódási és feltolódási síkon történő megcsúszás, súrlódásos elmozdulás kiváltásához szükséges differenciálfeszültségek az 1 : 1,6 : 4 arányban viszonyulnak egymáshoz.

A litosztatikus nyomás a $p = \rho gz$ ismert összefüggés szerint számítható, ahol ρ a litoszféra kőzeteinek közepes sűrűsége (≈ 2800 kg m⁻³), g a gravitációs gyorsulás, és z a mélység. A mélységfüggésnek ezt az alapvető trendjét lokális sűrűség inhomogenitások nem befolyásolják lényegesen. A 27-30 MPa/km és 33 MPa/km közepes értékek elfogadhatóan reprezentálják a jellemző nyomásgradienst a kéreg és felső köpeny tartományában [DZIEWONSKI, ANDERSON 1981]. Kevésbé világos a λ paraméter számításához szükséges pórusnyomás becslésének kérdése. A hidrosztatikus pórusnyomás kifejezhető, mint $p_f = \rho_v gz$ (ahol ρ_v a víz sűrűsége), következésképpen $\lambda = \rho_v / \rho \approx 0,4$. A pórusnyomásra vonatkozó ismereteink eléggé korlátozottak, mérési adatok jobbára viszonylag kis mélységből, szénhidrogének és geotermikus energiapotenciál szempontjából jelentős, üledékes medenceterületekről ismeretesek [CARTER,

TSENN 1987]. Mindenesetre valószínűsíthető, hogy szupra-hidrosztatikus pórusnyomás ($\lambda > 0,4$) előfordulása korántsem ritka jelenség. A továbbiakban látni fogjuk, hogy nagy pórusnyomás jelentősen is kiterjesztheti magasabb $p-T$ viszonyokra a rideg reológiai tartomány határát. Az 1. ábrán száraz és nedves kőzetekben rideg törés kiváltásához minimálisan szükséges differenciálfeszültség mélységbeli változását szemléltetjük nevezett három töréstípusra.



1. ábra. Rideg törés kiváltásához szükséges minimális differenciálfeszültség (s_1-s_3) száraz ($\lambda=0$) és nedves ($\lambda=0,4$) litoszférában. Paraméterek: $\rho=2800$ kg m⁻³, $g=9,8$ m s⁻², $\mu=0,75$. N—normál vetődés, SS—oldaleltolódás, T—feltolódás

Fig. 1. Minimum differential stress (s_1-s_3) required to initiate sliding on normal (N), strike-slip (SS) and thrust (T) faults, against depth, in dry (solid lines) and wet (dashed lines) lithosphere. Parameters: $\rho=2800$ kg m⁻³, $g=9.8$ m s⁻², $\mu=0.75$

A hőmérséklet és nyomás növekedésével a kőzetek terhelés hatására bekövetkező alakváltozásában a rideg reológiai reakció helyét képlékeny tartósfollyási jelenség veszi át. A stacionárius képlékeny vagy plasztikus alakváltozásra, amikor is konstans s feszültség hatására az ásvány vagy kőzet állandó $\dot{\epsilon}$ deformációs sebességgel reagál, az alábbi empirikus reológiai összefüggés mérhető [pl. WEERTMAN 1970]:

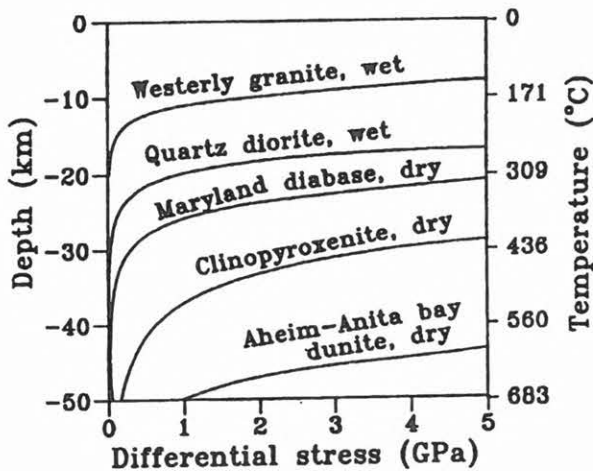
$$\dot{\epsilon} = As^n \exp(-Q/RT), \quad (4)$$

ahol s a már említett (s_1-s_3) differenciálfeszültséget jelöli, A , n , Q az anyagi minőségre jellemző állandók, R a gázállandó és T az abszolút hőmérséklet. Fenti kapcsolat alapján tehát meghatározható az a differenciálfeszültség, amely adott hőmérsékletű kőzetben adott deformációs sebesség fenntartásához szükséges.

A képlékeny tartósfollyás stacionárius állapotának kialakulását természetesen megelőzi egy tranzien folyamat, indukciók vannak arra vonatkozóan, hogy ennek tektonofizikai szerepe esetleg jelentős is lehet [SABADINI et al. 1985; WEERTMAN 1985]. A rideg-képlékeny átmenet azonkívül nyilvánvalóan fokozatos, a két tartomány között olyan bonyolult reológiai jelenségek valószínűsíthetők, mint a részlegesen rideg reakció, az alacsony hőmérsékletű plasztikuság stb. [CARTER, KIRBY 1978]. E jelenségeket leíró reológiai törvények és különösen a bennük szereplő paraméterek számértékei azonban olyannyira ismer-

retlenek, hogy elfogadható kvantitatív vizsgálatokra egyelőre nem nyílik mód. Ugyanakkor, a gyakorlatilag ismeretlen reológiai határzóna vastagsága vélhetően kisebb is lehet, mint az átmenet helyének a tisztán rideg-képlékeny reológia paramétereinek pontatlanságaiból adódó bizonytalansága [RANALLI 1991]. Ezért a jelen tanulmányban éles reológiai átmenetet tételezünk fel, vagyis vizsgálatunk csak az (1), (4) reológiai törvények alkalmazásán alapul. Általában megjegyezzük, hogy empirikusan, laboratóriumi mérésekkel meghatározott fenti és hasonló reológiai törvények csak nagy óvatossággal alkalmazhatók valós földtani jelenségek, folyamatok leírására. Számos vizsgálat történt a mérések megbízhatóságára és arra vonatkozóan, hogy laboratóriumi mechanizmusok milyen mértékben alkalmazhatók földtani tér- és időskálára [pl. KIRBY 1985; PATERSON 1987 stb.], e problémák taglalásától a jelen dolgozatban eltekintünk. Ugyanakkor hangsúlyozzuk, hogy eredményeink csak annyira tekinthetők helytállóknak, amennyire a rideg-képlékeny reológia és éles átmenetük reálisan tükrözik a valós tektonofizikai szituációt.

A rideg törésre vonatkozó feszültségkritérium nyomásfüggő, de hőmérséklettől és kőzetminőségtől független feltételt fogalmaz meg. A képlékeny tartósfolyási szilárdság ugyanakkor az A , n , Q anyagállandók révén függ a kőzetösszetételtől és exponenciálisan hőmérséklet-érzékeny. A 2. ábra néhány, a litoszféra különböző mélységzónáira jellemző kőzetféleség tartósfolyási szilárdságának mélységbeli változását szemlélteti a felszínen 50 mW m^{-2} hőáramot kialakító hőmérséklet-eloszlásra számítva. Látható, hogy adott deformációs sebesség fenntartásához szükséges feszültség a hőmérséklet emelkedésével igen gyorsan csökken.



2. ábra. Néhány jellegzetes litoszféraalkotó kőzetben $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ deformációs sebességű tartós folyást kiváltó minimális differenciálfeszültség (s_1-s_3) változása a mélység (hőmérséklet) függvényében, 50 mW m^{-2} felszíni hőáram esetén

Fig. 2. Minimum differential stress (s_1-s_3) required to initiate ductile flow in representative lithospheric rocks, as a function of depth (temperature), for a surface heat flow of 50 mW m^{-2}

Azt a minimális differenciálfeszültséget, amelyet a litoszféra törés vagy képlékeny alakváltozás nélkül már nem képes elviselni, a mélységgel változó kőzetösszetétel és fizikai környezeti tényezők határozzák meg. Ezek közül a legfontosabbak:

- hőmérséklet,
- litosztatikus nyomás (és néhol jelentőssé válható lokális feszültségterek),
- pórufolyadék (folyadék jelenléte a rideg tartományban a λ tényezővel, képlékeny reológia esetén pedig az A , n , Q anyagállandók révén vehető figyelembe),
- deformációs sebesség.

Ezért az eltérő reológiai viselkedésmódok stabilitási tartományai legcélszerűbben deformációs sebesség — hőmérséklet — folyási feszültség — nyomás — víztartalom koordináta-rendszerekben szerkesztett két- vagy háromdimenziós állapotdiagramokon ábrázolhatók, melyeket a szakirodalom gyakran „reológiai térkép” elnevezéssel illet [pl. ASHBY 1972; HANDY 1989].

A ridegtöréses és képlékeny egyensúlyi állapotok tartományait alábbiakban szemléltetjük $p-T$, $\log(\dot{\epsilon})-p-T$ és $\lambda-p-T$ reológiai térképeken a tartományokat elválasztó határvonalak vagy síkok helyzetének számítását a (2), (4) egyenletek konstans feszültségre történő együttes megoldásával és az átmeneti hőmérséklet $\dot{\epsilon}$, p és λ függvényében történő kifejezésével végeztük. Az állapotdiagramokon feltüntetett nyomás- és hőmérsékleti viszonyok átlagos kontinentális kéregre és felső köpenyzónára tipikusan jellemzőnek mondhatók.

Mint fentebb megjegyeztük, a kőzetek rideg viselkedése lényegében független a litológiától. Az 1. táblázat adatai viszont világosan arra utalnak, hogy a képlékeny tartósfolyási kritériumban szereplő paraméterek értékét a kőzetminőség nagyban meghatározza. A kéreg és felső köpeny mélységgel változó összetételének definiálására CARTER és TSENN [1987] kontinentális litoszféramodelljét alkalmaztuk. Eszerint a felső kéregrészt kifelé fokozatosan metamorf kőzetek alkotják (a modell az üledékes kőzetektől eltekint), majd a mintegy 10–15 km-es mélységet elérve zöldpalafácies-dominancia alakul ki. A középső kéregzónára szilikátostól intermedierig változó kőzetösszetétel és amfibolitos metamorf fok jellemző. Az alsó kéregben granulitos metamorf fokú intermedier-mafikus kőzetek az alkotók, míg a felső köpenyben ultrabázisos kőzettípus tekinthető általánosnak. Ennek megfelelően, a felső kéreg reológiáját márvány-, kvarcit- és gránitminták, a középső kéregt gránodiorit-dioritos és plagioklászban gazdag kőzetek képviselik megfelelően. Az alsó kéreg reológiája ortopiroxenit, klinopiroxenit és webszterit mérési adataival, a felső köpeny pedig olivin-, dunit- és peridotit-mintákra meghatározott reológiai paraméterekkel jellemezhető. A litológiát jelen esetben definiáló kőzetskálát és a reológiai paraméterek egyes mintákra meghatározott értékeit az 1. táblázatban tüntetjük fel.

A litosztatikus nyomás, a rideg reológiában játszott szerepe mellett, a $Q = Q_0 + pV$ összefüggés (ahol

Kőzet	A (MPa ⁻¹ s ⁻¹)	n	Q (kJ mol ⁻¹)	Hivatkozások
Felső kéreg				
Márvány (Yule), n.	1,3*10 ⁻⁴	8,3±0,4	259,3±12,2	HEARD, RALEIGH [1972]
Carrarai márv., n.	1,3*10 ³	7,6±1,6	418±84	SCHMID et al. [1980]
Kvarcit, n.	3,2*10 ⁻²	1,9	172,6	HANSEN [1982]
Gránit (West.), n.	2,0*10 ⁻⁴	1,9	140,6	HANSEN, CARTER [1983]
Középső kéreg				
Kvarc diorit, n.	3,2*10 ⁻²	2,4	219	HANSEN, CARTER [1982]
Diabáz (M.land), sz.	6,3*10 ⁻²	3,05±0,15	276±14	CARISTAN [1982]
Diabáz (Fred.), sz.	2,2*10 ⁻⁴	3,4	260	SHELTON, TULLIS [1981]
Alsó kéreg				
Ortopiroxenit, sz.	3,2*10 ⁻¹	2,4	293	RALEIGH et al. [1971]
Ortopiroxenit, n.	6,3*10 ⁻³	2,8±0,5	271±18	ROSS, NIELSEN [1978]
Webszterit, sz.	4,0*10 ⁻⁷	4,3±0,6	326±19	AVÉLALLEMANT [1978]
Webszterit, n.	2,0*10 ⁻⁵	5,3±0,4	382±27	AVÉLALLEMANT [1978]
Klinopiroxenit, sz.	1,0*10 ⁻⁵	5,3±1,1	380±30	KIRBY, KRONENBERG [1984]
Klinopiroxenit, n.	1,5*10 ⁵	3,3±0,9	490±159	BOLAND, TULLIS [1986]
Felső köpeny				
Dunit (Aheim és Anita bay), sz.	3,2*10 ⁴	3,6±0,2	535±33	CHOPRA, PATERSON [1984]
Aheimi dunit, n.	4,0*10 ²	4,5±0,3	498±38	CHOPRA, PATERSON [1984]
Dunit (Anita bay), n.	1,0*10 ⁴	3,4±0,2	444±24	CHOPRA, PATERSON [1984]
Dunit (Mt. Burnet), sz.	3,0*10 ⁻³	3,6	528	POST [1977]
Dunit (Mt. Burnet), n.	3,2*10 ⁻³	5,1	392	POST [1977]

1. táblázat. Stacionárius képlékeny tartósfolyás paramétereinek számértékei az alkalmazott litoszféramodellt determináló kőzetekre. (Rövidítések az 1. oszlopban: „sz.” - száraz minta; „n.” - nedves minta)

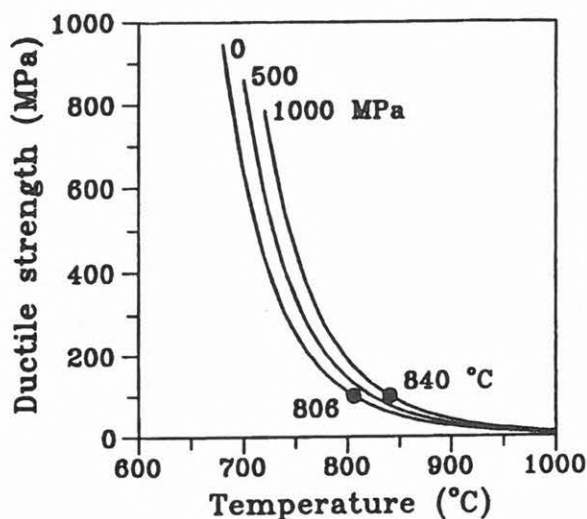
Table 1. Numerical values of the steady-state flow law parameters for rocks defining the lithosphere model used. (Abbreviations in column 1: "sz." - dry sample; "n." - wet sample)

Q_0 az aktivációs energia kis nyomáson, és V az aktivációs térfogat) alapján megjelenik a képlékeny tartósfolyási kritérium egyik paraméterében, így a nyomás elvileg jelentős tényező lehet a képlékeny tartományban is. A 3. ábra száraz dunitminták (aheimi és Anita bay-i) folyási szilárdságának három különböző nyomásszintre számított hőmérsékletfüggését szemlélteti. Látható, hogy az a hőmérséklet, amelyen a folyási szilárdság bizonyos kritikus érték (pl. 100 MPa) alá esik, a nyomástól függően mindössze néhány százalékkal változik. Ezért továbbiakban a Q reológiai paraméter nyomásfüggésétől eltekinthetünk.

A képlékeny tartósfolyás $\dot{\epsilon}$ deformációs sebességének becsült értékei széles határok között, a 10^{-10} és 10^{-17} s⁻¹ tartományban változnak [CARTER, TSENN 1987]. Általában, nagyobb deformációs sebességeknel a rideg-képlékeny határ magasabb hőmérsékletek felé tolódik el. Számításaink szerint azonban, amint a 4. ábra is szemlélteti, ez a függvénykapcsolat nem túlságosan erős. A deformációs sebességet egy nagy-

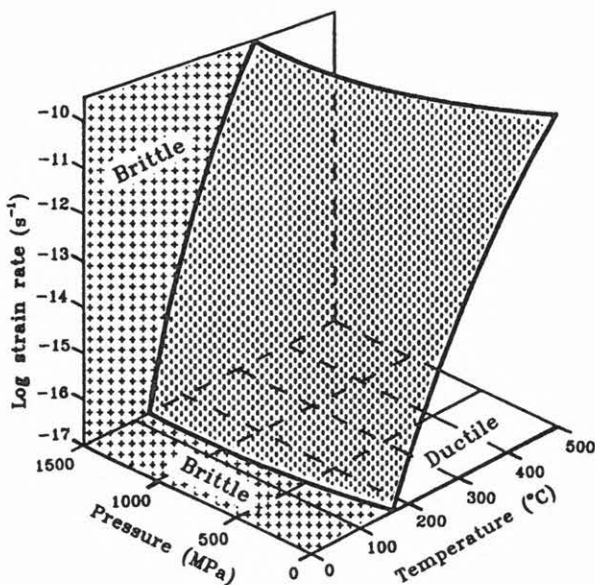
ságrenddel megnövelve, a reológiai határ eltolódása egyik vizsgált kőzetre sem nagyobb ~15 %-nál, így az átmenet hőmérsékletének változása a reálisan szóbajöhető teljes $\dot{\epsilon}$ -tartományban nem halad meg 35-40 %-ot. Mivel a reológiai határ nem túlságosan érzékeny a deformációs sebességre, lehetőségünk nyílik a függvénykapcsolattól eltekinteni, és vizsgálatainkban konstans $\dot{\epsilon}$ -értéket alkalmazhatunk. Számos publikáció eredményeit általánosítva, CARTER és TSENN [1987] orogén területekre $\dot{\epsilon}=10^{-1}$ s⁻¹, kratonokra pedig 10^{-15} s⁻¹ deformációs sebességeket tart átlagosan jellemzőnek.

A fluidumok jelenlétükkel igen lényeges szerepet játszhatnak a litoszféra feszültségi állapotának kialakulásában. Nagy pórnyomás mellett a rideg reológiai tartomány erősen kitolódhat magasabb hőmérsékletekre és nyomásszintekre, a képlékeny tartományban azonban a pórsvíz ilyen értelmű szerepe sokkal kevésbé jelentős [PATERSON 1987]. Másrészt viszont még kis víztartalom is lényeges befolyással van a képlékeny tartósfolyás reológiai paramétereire-



3. ábra. A litosztatikus nyomás hatása száraz dunitok (Aheim és Anita bay) folyási szilárdságának hőmérsékletfüggésére 10^{-14} s^{-1} deformációs sebesség, és $Q_0=535 \text{ kJ/mol}$, $V=15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{mol}$ konstansok esetén. A fekete körök a 100 MPa folyási szilárdsághoz tartozó hőmérsékleteket jelölik, a görbék címkei a hidrosztatikus nyomás értékét mutatják

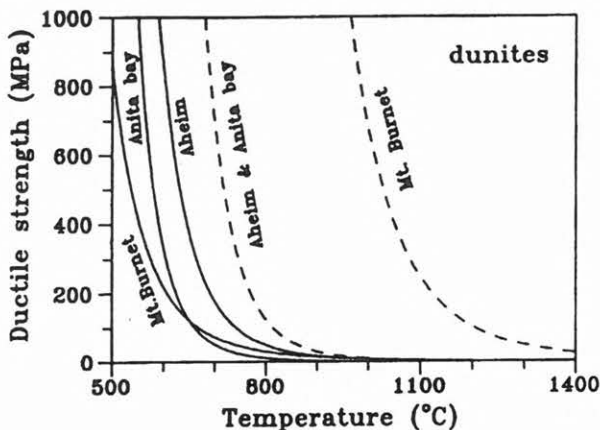
Fig. 3. Effect of lithostatic pressure on the temperature dependence of ductile flow strength of Aheim and Anita bay dunites, at a strain rate of 10^{-14} s^{-1} and constants $Q_0=535 \text{ kJ/mol}$ and $V=15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{mol}$. Curves are marked by values of lithostatic pressure, the dots indicate temperatures corresponding to a critical strength of 100 MPa



4. ábra. A rideg-képlékeny reológiai határ helyzete (pontozott felület) nedves ($\lambda=0,4$) gránitra, a deformációs sebesség logaritmusa, valamint nyomás és hőmérséklet függvényében. A rideg nyírószilárdság számítása jelen és a további ábrák esetében mindig oldaleltolódásra történt

Fig. 4. Position of the brittle-ductile transition boundary (dotted surface) for wet ($\lambda=0.4$) Westerly granite, vs the logarithm of shear strain rate, lithostatic pressure, and temperature. Brittle strength has been calculated throughout in this paper for strike-slip faulting

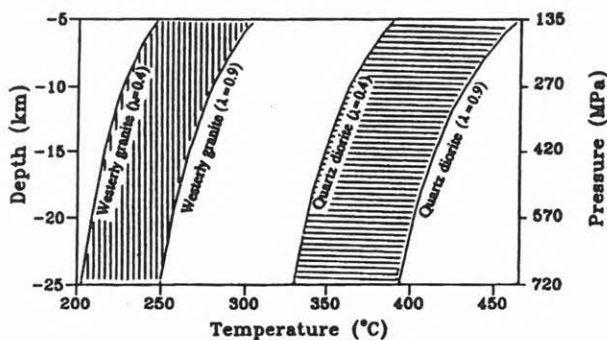
nek értéke. Az 1. táblázatban látható, hogy a nedves mintákon mért értékek kivétel nélkül és jelentősen eltérnek a száraz mintákra adódott eredményektől. Általában, víz jelenléte közetekben szisztematikusan csökkenti mind a tartósfolysági szilárdságot, mind a folyási hőmérséklet értékét. Ennek kvantitatív szemléltetését nyújtja az 5. ábra, ahol látható például, hogy 700 °C körüli hőmérsékleten az aheimi dunitminta folyási szilárdsága meghaladja az 1000 MPa-t, a nedves kőzet szilárdsága viszont legfeljebb 200 MPa. Látható továbbá, hogy egyes közetekben (Mt. Burnet-i dunit) adott szilárdsághoz tartozó hőmérsékletek eltérése száraz és nedves állapotban akár több száz K is lehet.



5. ábra. Víztartalom hatása dunitok folyási szilárdságának hőmérsékletfüggésére 10^{-14} s^{-1} deformációs sebesség esetén. A folytonos vonalú görbék nedves ($\lambda=0,4$), a szaggatott vonalúak száraz ($\lambda=0$) mintákra vonatkoznak. A szilárdság számítása a (4) egyenlet alapján, a reológiai paraméterek 1. táblázatban adott értékeire történt

Fig. 5. Effect of water content on ductile flow strength vs. temperature, for dunites at a strain rate of 10^{-14} s^{-1} . Strength is calculated by equation (4) using the corresponding flow law constants in Table 1. Solid lines correspond to wet ($\lambda=0.4$) samples, dashed lines mark dry ($\lambda=0$) ones

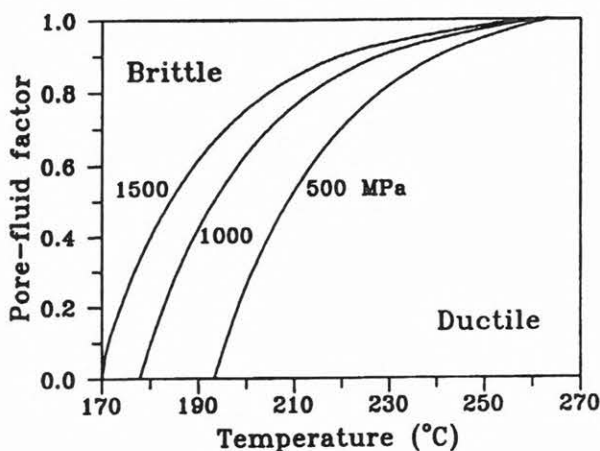
A 6. ábrán egy λ - p - T koordinátákban adott reológiai térképet mutatunk be két nedves kőzetmintára, a pórusnyomás által a rideg-képlékeny átmenet p - T viszonyaira gyakorolt hatás szemléltetése céljából. Látható, hogy adott deformációs sebesség mellett a pórusfolyadék p_f nyomásának emelkedésével a reológiai határ magasabb hőmérsékletre és nyomásszintekre tolódik ki. Másszóval, a pórusnyomás emelkedésével a rideg reológiai tartomány kiterjedése növekszik. A litosztatikus nyomásnál határozottan kisebb pórusnyomásokon ($p_f < p$) a reológiai átmenet hőmérsékletének változása nem túl jelentős; a felső és középső kéregrészben nem több, mint $\sim 50 \text{ K}$, a felső köpeny közeteiben pedig $< 100 \text{ K}$. Hasonló eredményt szemléltet a 7. ábra, ahol azonban látható az is, hogy a litosztatikus értékhez közelítő (vagy esetleg annál nagyobb) pórusnyomásnál az átmeneti hőmérséklet emelkedési üteme erősen felgyorsul. Levonhatjuk tehát azt a következtetést, hogy $p_f < p$ esetén a víztartalom nincs erős hatással a reológiai határ helyzetére. Ezért a $\lambda \leq 0,9$ tartományban, a de-



6. ábra. Pórusnyomás által a rideg-képlékeny reológiai határ p - T viszonyaira gyakorolt hatást szemléltető λ - p - T reológiai térkép két nedves kőzetre, 10^{-14} s $^{-1}$ deformációs sebesség esetén

Fig. 6. λ - p - T deformation regime map for two types of wet rock at $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$ s $^{-1}$, showing the effect of varied pore-fluid pressure on the p - T conditions of brittle-ductile transition

formációs sebesség esetéhez hasonlóan, a pórusfolyadék-tényező nagyságára konstans, általánosan jellemző értéket adhatunk meg. Mivel a litosztatikus értékhez közelítő vagy azt esetleg meghaladó p_f -szinteken a pórusnyomás mint reológiai tényező szerepe határozottan felerősödik, igen fontos lenne megbízható ismeretekkel rendelkezni a pórusnyomásról ebben a tartományban. Viszonylag pontos adatok csak eléggé kis mélységből, néhány szénhidrogén szempontjából jelentős, üledékes medence területéről ismeretesek. Néhány km mélységig a hidrosztatikus értékhez közeli pórusnyomások tekinthetők általánosnak, ezután egy túlnyomásos, $\lambda \sim 0,6-0,7$ értékekkel jellemezhető zóna következik [ENGELDER 1984]. Az Egyesült Államok medenceterületein végzett feszültségmérések eredményeit interpretálva, BRACE és KOHLSTEDT [1980] a területeken hidrosztatikus vagy annál kissé alacsonyabb pórusnyo-

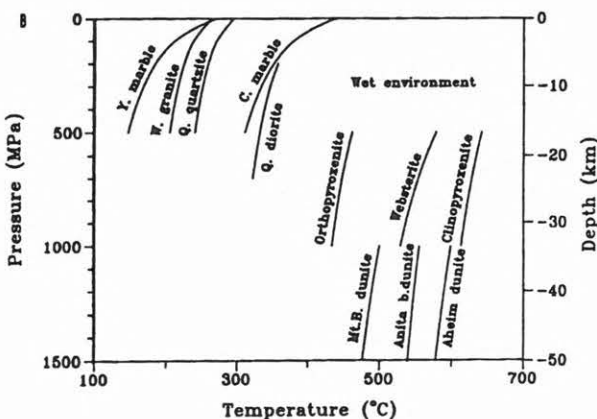
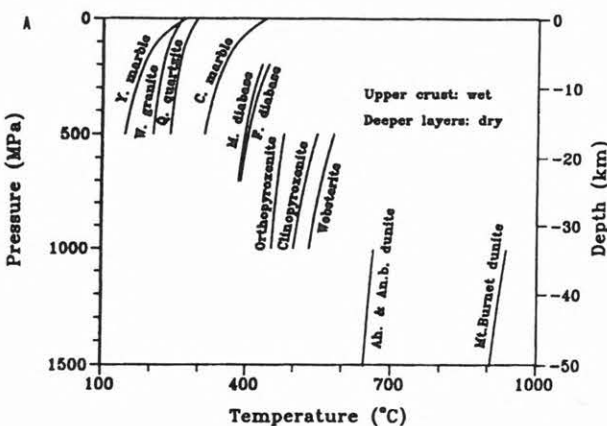


7. ábra. λ - T reológiai állapotdiagram nedves gránitmintára (Westerly gránit) 10^{-14} s $^{-1}$ deformációs sebesség mellett. A görbék címkéi a litosztatikus nyomás értékét mutatják

Fig. 7. λ - T deformation regime map for hydrous Westerly granite at $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$ s $^{-1}$, showing the effect of varied pore-fluid pressure on the brittle-ductile transition temperature. Curves are marked by the values of lithostatic pressure

mások valószínűségére következtetett. Bizonyítékok vannak viszont arról is, hogy hidrosztatikusnál magasabb pórusnyomások ugyancsak gyakran előfordulnak [pl. CARTER, TSENN 1987]. Hidrosztatikus pórusnyomásnak a $\lambda=0,4$ érték felel meg, ezért a reológiai határ helyzetét vizsgálva, nedves kőzetek esetén ezt az értéket alkalmaztuk. Pórusnyomás-gradiens lehetőségét a reológiai állapotdiagramok szerkesztése során oly módon vettük figyelembe, hogy a középső és alsó kéregre, valamint felső képenyre mind száraz ($\lambda=0$), mind nedves ($\lambda=0,4$) állapotnak megfelelő átmeneti hőmérsékletet számítottunk.

A 8a. és b. ábrák a rideg-képlékeny átmenet hőmérsékletének mélységbeli változását mutatják az 1. táblázat kőzeteivel definiált litoszféramodellre vonatkozóan. A nyomás-mélység skálázás DZIEWONSKI és ANDERSON [1981] földmodellje alapján történt. A fél-szolidusz ($0,5 \cdot T_m$; ahol T_m az olvadási hőmérséklet) görbéje gránitos-gneiszos nedves kőzetekben, az 5-20 km-es mélységintervallumnak megfelelő nyomásviszonyok mellett, a 300-200 °C hőmér-



8. ábra. A— A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletének mélységbeli változása jellegzetes litoszféramodell kőzeteire, $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$ s $^{-1}$ és $\lambda = 0,4$ konstans értékek esetén. A felső kéreg nedves, a mélyebb rétegek alkotói száraz kőzetek. B—Ugyanaz mint az A ábrán, csak kizárólag nedves kőzetekre

Fig. 8. A— Temperature of the onset of ductile behaviour against depth, for characteristic lithospheric rocks listed in Table 1 (at $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$ s $^{-1}$, $\lambda = 0,4$). The upper crust is represented by wet rocks, the deeper layers by dry ones. B—Same as A, but for wet rocks only

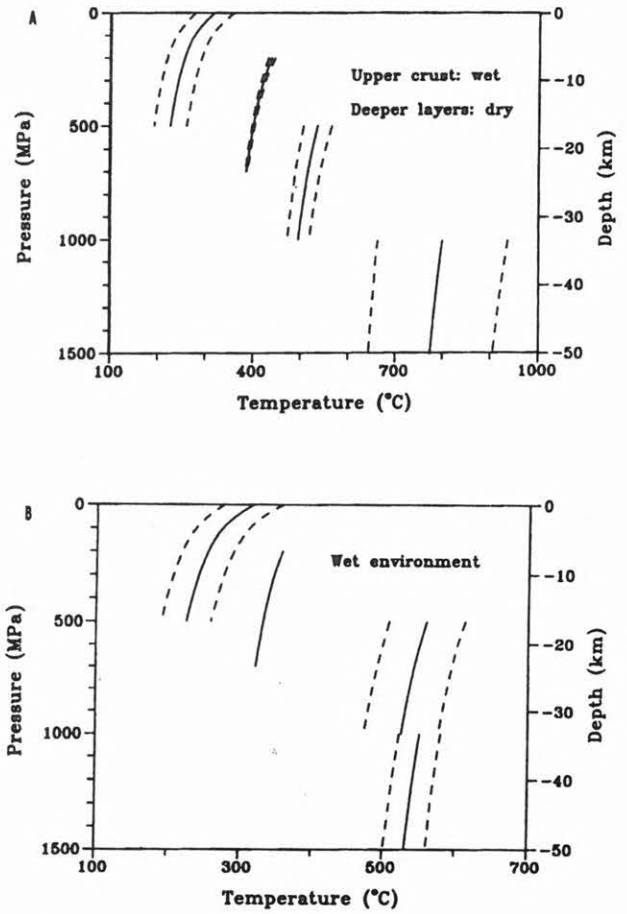
sékleti tartományban húzódik [MEISSNER 1986]. A két további ábrán látható, hogy a Yule márvány kivételével a felső kéregre adott kőzetminták mindegyike 10 km körüli mélységtől képlékeny reológiai viselkedést kezd mutatni. Továbbiakban, az átalakulási hőmérsékletnek a kőzetminták egyes csoportjain belüli átlagolása során a Yule márványt nem vesszük figyelembe. A legfelső kéregben ugyanis, ahol ez a kőzet előfordulhat, a képlékeny átmenethez szükséges termikus állapot még nem alakul ki. A 8a. és b. ábrák jól szemléltetik, hogy a kőzetminőség igen nagy befolyással van a két reológiai tartomány közötti határ helyzetére. Mélyebb és mélyebb szinteken előforduló kőzetekben a rideg-képlékeny átalakulás egyre magasabb hőmérsékleten megy végbe. A reológiai határ a felső kéregben a 200–450 °C tartományban helyezkedik el, a felső köpenyben viszont 700–1000 °C is szükséges lehet képlékeny állapot kialakulásához.

A 9a. és b. ábrák az egyes kőzetcsoportokon belüli átlagolással számított közepes átalakulási hőmérséklet mélységbeli változását mutatják. A közepes hőmérsékletnek az egyes minták összetételbeli eltéréseiből adódó szórása (amelyet a közepes hőmérséklet mellett szaggatott vonallal határolt sáv szemléltet) nedves kőzetekben a mélységgel gyakorlatilag nem változik, és mintegy 30–50 K nagyságú a kéregben és felső köpenyben. Száraz középső és alsó kéregben a szórás még kisebb, mindössze 10–30 K. Száraz felső köpenyben az átalakulási hőmérséklet szórása fentieknél jelentősebb; ~130 K. A 9a. és b. ábrák arra utalnak, hogy a kéregszerkezetről (kőzetösszetételről) megbízhatóan rendelkezésre álló információ esetén a reológiai határ becsült hőmérsékletének bizonytalansága gyakorlatilag nem nagyobb, mint a geotermikus modellezéssel számított mélyhőmérsékletek pontatlansága. A számított mélyhőmérsékletek hibája ugyanis a felső és középső kéregben ~50 K-ra, az alsó kéreg—felső köpenyben pedig mintegy 100 Kelvin fokra tehető [ČERMAK, BODRI 1986].

4. Összefoglalás

Fenti eredmények arra engednek következtetni, hogy laboratóriumi anyagvizsgálatokkal meghatározott reológiai törvények valós földtani viszonyokra, jelenségekre történő alkalmazásával elfogadható pontosságú állapotdiagramok konstruálhatók a rideg-képlékeny reológiai határ helyzetének becslésére. Ez azt jelenti, hogy a reológiai határ helyzetét alapvetően meghatározó átmeneti hőmérséklet és ezzel együtt a litoszféra reológiai rétegezettsége legalább olyan pontossággal megbecsülhető, mint a geotermikus modellszámítások pontossága. Még ha lokális fizikai környezeti tényezők (lokális feszültségterek, anomális pórusnyomás stb.) szerepe esetenként jelentős is lehet, a rideg-képlékeny átmenet mélységbeli változásainak alapvető tendenciáját (s ezért a szeizmogén zónák helyzetét) a litoszféra termikus állapota, hőmérséklete határozza meg.

Fenti és hasonló reológiai állapotdiagramoknak valószínűleg eredményes alkalmazásai lehetnek szeizmogén zónák természetének értelmezésében tektonikusan aktív, erős termikus kontrasztokat mutató területeken.



9. ábra. A—A rideg-képlékeny reológiai átmenet közepes hőmérséklete (folytonos vonal), és a közepes hőmérsékletnek a kőzetösszetétel eltéréseiből adódó szórása (szaggatott vonallal határolt sáv) a mélység függvényében, $\dot{\epsilon}=10^{-14} \text{ s}^{-1}$ és $\lambda=0,4$ konstans értékek esetén. A felső kéreg rész nedves, a mélyebb rétegek alkotói száraz kőzetek. B—ugyanaz, mint az A ábrán, csak kizárólag nedves kőzetekre

Fig. 9. Mean temperature of the brittle-ductile transition vs. depth (solid lines). Dashed lines on both sides of a solid line indicate the variance of the mean due to differences in rock composition. The upper crust is represented by wet rocks (with $\lambda=0.4$, and for $\dot{\epsilon}=10^{-14} \text{ s}^{-1}$) and the deeper layers by dry ones. B—Same as A, but for wet rocks only

Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmányban foglalt vizsgálatok az OTKA Iroda anyagi támogatásával, a T 014423 sz. kutatási szerződés keretében készültek.

HIVATKOZÁSOK

- ASHBY M. F. 1972: A first report on deformation-mechanism maps. *Acta Metall.* **20**, 887–897
 AVÉLALLEMANT H. G. 1978: Experimental deformation of diopside and websterite. *Tectonophysics* **48**, 1–27
 BOLAND J. N., TULLIS T. E. 1986: Deformation behaviour of wet and dry clinopyroxenite in the

- brittle to ductile transition region. *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* **36**, 33-50
- BRACE W. F., KOHLSTEDT D. L. 1980: Limits on lithospheric stresses imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* **85**, 6248-6252
- CARISTAN Y. 1982: The transition from high-temperature creep to fracture in Maryland diabase. *J. Geophys. Res.* **87**, 6781-6790
- CARTER N. L., KIRBY S. H. 1978: Transient creep and semibrittle behaviour of crystalline rocks. *Pure Appl. Geophys.* **116**, 807-839
- CARTER N. L., TSENN M. C. 1987: Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* **136**, 27-63
- CHEN W. P., MOLNÁR P. 1983: Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **88**, 4183-4214
- CHOPRA P. N., PATERSON M. S. 1984: The role of water in the deformation of dunite. *J. Geophys. Res.* **89**, 7861-7876
- ČERMÁK V., BODRI L. 1986: Two-dimensional temperature modelling along five East-European geotraverses. *J. Geodyn.* **5**, 133-163
- DZIEWONSKI A. M., ANDERSON D. 1981: Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* **25**, 297-356
- ENGELDER T. 1984: The role of water circulation during the deformation of foreland fold and thrust belts. *J. Geophys. Res.* **89**, 4319-4325
- HANDY M. R. 1989: Deformation regimes of the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effect of pressure, temperature, grain size, and time. *Tectonophysics* **163**, 119-152
- HANSEN F. D. 1982: Semibrittle creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. Ph.D. Thesis, Texas A&M Univ., College Station, TX
- HANSEN F. D., CARTER N. L. 1982: Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* **63**, 437
- HANSEN F. D., CARTER N. L. 1983: Semibrittle creep of dry and wet Westerly granite at 1000 MPa. *Proceedings U. S. Symp. on Rock Mech.*, 24th, Texas A&M Univ., College Station, TX, 429-447
- HEARD H. C., RALEIGH C. B. 1972: Steady-state flow in marble at 500 to 800 °C. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 935-956
- ITO K. 1990: Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. *J. Phys. Earth* **38**, 223-250
- KIRBY S. H. 1985: Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics* **119**, 1-27
- KIRBY S. H., KRONENBERG A. K. 1984: Deformation of clinopyroxenite: evidence for a transition in flow mechanisms and semibrittle behaviour. *J. Geophys. Res.* **89**, 3177-3192
- MEISSNER R. 1986: *The Continental Crust. A Geophysical Approach.* Academic Press
- MEISSNER R., STREHLAU J. 1982: Limits of stress in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* **1**, 73-89
- PATERSON M. S. 1987: Problems in extrapolation of laboratory rheological data. *Tectonophysics* **133**, 33-43
- POST R. L. 1977: High temperature creep of Mt Burnet dunite. Ph. D. Thesis, Univ. Calif., Los Angeles, CA
- RALEIGH C. B., KIRBY S. H., CARTER N. L., AVÉLALLEMANT H. G. 1971: Slip and clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite. *J. Geophys. Res.* **76**, 4011-4022
- RANALLI G. 1991: Regional variations in lithosphere rheology from heat flow observations. *In: V. ČERMÁK, L. RYBACH (Editors), Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure.* Springer V., Berlin, 1-22
- ROSS J. V., NIELSEN K. C. 1978: High temperature flow of wet polycrystalline enstatite. *Tectonophysics* **44**, 233-261
- SABADINI R., YUEN D. A., GASPERINI P. 1985: The effects of transient rheology on the interpretation of lower mantle viscosity. *Geophys. Res. Lett.* **12**, 361-364
- SCHMID S. M., PATERSON M. S., BOLAND J. N. 1980: High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics* **65**, 245-280
- SHELTON L., TULLIS J. A. 1981: Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* **62**, 396
- SIBSON R. H. 1974: Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature* **249**, 542-544
- SIBSON R. H. 1982: Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seism. Soc. Am* **72**, 151-163
- STESKY R. M., BRACE W. F., RILEY D. K., ROBIN P.-Y. F. 1974: Friction of faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics* **23**, 177-203
- WEERTMAN J. 1970: The creep strength of the earth's mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.* **8**, 145-168
- WEERTMAN J. 1985: Transient mantle rheology. *Nature* **318**, 600