

OTKA nyilvántartási szám: K68308

Hazai földrengések forrásparamétereinek átfogó vizsgálata

Zárójelentés

Vezető kutató:

Wéber Zoltán, CSc

Részvevő kutatók:

Gráczer Zoltán, PhD

Süle Bálint

MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály

Budapest, 2011. augusztus 31.

Tartalomjegyzék

1. A kutatás célja, a vállalt kutatási program	3
2. Egydimenziós P-hullám sebesség modell meghatározása Magyarország területére	4
3. Fészekmechanizmus számítása hullámforma inverzióval	6
3.1. Az inverziós algoritmus továbbfejlesztése	6
3.2. Inverziós eredmények	7
3.3. Tapasztalatok	9
4. Dinamikus fészekparaméterek becslése	9
5. A kéregdeformáció vizsgálata a kárpáti régió két szeizmogén zónájában	12
6. Történelmi rengések szeizmogramjainak újrafeldolgozása	14
7. A kutatási téma jövője	14

1. A kutatás célja, a vállalt kutatási program

A szeizmológiai obszervatóriumi gyakorlatnak megfelelően a hazánkban kipattant földrengéseknek csupán a hipocentrumát, kipattanási idejét, lokális magnitúdóját, és néhány esetben a fészekmechanizmusát határozzák meg. A hipocentrumot egy nagyon egyszerű kétréteges kéregmodell feltételezése mellett számolják, míg a fészekmechanizmust az első beérkezések polaritása alapján becsülik meg. A digitális technikával regisztrált szeizmogramok azonban lehetőséget biztosítanak arra, hogy ennél sokkal több fészekparamétert meghatározzunk, illetve a rutinjeljárásokkal számítottakat pontosítsuk. Minél több földrengés minél több fészekparaméterét ismerjük, annál megbízhatóbban következtethetünk a recens feszültségviszonyok eloszlására, a kéreg anyagának reológiai tulajdonságaira, annál pontosabban körülhatárolhatjuk a szeizmogén zónákat, és mindezen információk ismeretében jobban megérthetjük a jelenkori tektonikus kéregmozgások természetét. Tervezett kutatásaink célja a hazánkban kipattant földrengések forrásparámétereinek minél teljesebb körű meghatározása, valamint az eredmények adatbázisba való rendszerezése és értelmezése volt. A mérési adatokat főként az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet Szeizmológiai Főosztálya által üzemeltetett szeizmológiai állomások és a Paksi Atomerőmű ZRt. által 1995 óta fenntartott állomáshálózat szolgáltatta.

A fészekparaméterek meghatározásához mindenképp egy olyan sebességmodellre volt szükségünk, amely kellő részletességgel tükrözi a földkéreg sebességviszonyait. E célból földrengések és mélyszeizmikus mérések adatainak felhasználásával a rutin feldolgozás során alkalmazott sebességmodellnél pontosabb modellt kívántunk felállítani.

Hazánk területe közepes szeizmikus aktivitást mutat és a többnyire kis energiájú rengéseket, amelyeket a lakosság nem is érzékel, gyakran csak néhány műszer rögzíti. Így a klasszikus, csupán az első beérkezések polaritásán alapuló fészekmechanizmus meghatározás a legtöbb rengés esetén nem vezet eredményre. Ezért terveink között szerepelt, hogy egy korábban már kifejlesztett (Wéber, 2004, 2005, 2006), teljes hullámforma inverziót megvalósító programcsomag alkalmazásával olyan rengések fészekmechanizmusát (momentum tenzorát) is meghatározzuk, amelyek esetén a klasszikus módszerek kudarcba fulladtak. A már meghatározott fészekmechanizmusok pontosítását is terveztük a teljes hullámforma inverzió segítségével.

Célul tűztük ki még az ún. dinamikus fészekparaméterek meghatározását is, melynek során a szeizmogramok spektrumának alakját leíró paraméterek becslése után meghatározzuk a vizsgált rengés fészékében bekövetkezett átlagos elmozdulást, az elmozdulást elszenvedő felület nagyságát, az elmozdulás során bekövetkező feszültségcsökkenés nagyságát (stress drop), és a rengés momentumát.

A fentiekén kívül terveink között szerepelt még a XX. századi jelentős magyarországi földrengések regisztrátumainak újrafeldolgozása és a kutatások során meghatározott fészekparaméterek adatbázisba rendezése és publikálása. A felhasznált módszerek, algoritmusok finomítását, továbbfejlesztését is céljaink között szerepeltettük.

2. Egydimenziós P-hullám sebesség modell meghatározása Magyarországon

Egy adott területre vonatkozó sebességmodell ismerete rendkívül fontos szerepet játszik a szeizmológiai kutatásban. A hipocentrum meghatározástól a szintetikus szeizmogram számításig számos módszer használja ezeket a modelleket bemenő adatként.

A sebességmodellek több formában is megjelenhetnek, az egyszerű 1D sebességprofiloktól a bonyolult 3D struktúrákig. Fontos megjegyezni, hogy az egydimenziós modellek nem szükségszerűen alacsonyabb rendűek a háromdimenziós modellekhez képest, hiszen a különböző szeizmológiai módszerek igényei alapjaiban különbözhetnek. Bizonyos esetekben megbízható 1D modellekre van szükség, amelyek jól reprezentálják egy adott terület átlagos sebességviszonyait, míg máskor igen részletes sebességmodell képezi a számítások alapját.

A Kárpát-medence középső része (azaz lényegében Magyarország területe) alatti kéreg és felsőköpeny sebességviszonyait több tanulmány is vizsgálta. Mónus (1995) két homogén rétegből és egy homogén végtelen féltérből álló modellt határozott meg helyi földrengések kéregbeli fázisainak menetidőadataiból. Weber (2002) és Bus (2001, 2004) P_n és 3D tomográfiai vizsgálatokat végeztek, szintén helyi földrengések adatait felhasználva. Grad et al. (2006) és Šroda et al. (2006) pedig ellenőrzött robbantások adatai alapján különböző profilok mentén tomografikus eljárással és direkt modellezéssel határozott meg 2D sebességeloszlást.

A magyarországi szeizmológiai obszervatóriumi gyakorlatban Mónus (1995) modelljét használják a rutinszerű földrengés helymeghatározás során. Azonban annak megalkotása óta az elérhető szeizmikus fázisadatok száma jelentősen megnőtt, így lehetővé vált egy új, részletesebb modell megalkotása.

Számítási módszerünk kialakításakor célkitűzésünk az volt, hogy az adott területre vonatkozó legjobb sebességmodellt a munkai igényes és óhatatlanul szubjektív manuális modellter feltérképezés igénybevétele nélkül találjuk meg. Célunkat a jól ismert iteratív, linearizált szimultán hipocentrum-sebességtér inverzió és a genetikus algoritmuson alapuló kezdeti modell keresés együttes alkalmazásával valósítottuk meg.

Az úgynevezett ellenőrzött robbantások esetében mind a hipocentrumok, mind a kezdeti idők nagy pontossággal ismertnek tekinthetők. Ha a robbantások és az azokat regisztráló szeizmológiai állomások közötti sugárutak a vizsgált terület tekintélyes részét lefedik, akkor ebben az esetben kiváló lehetőség nyílik arra, hogy ezen adatok alapján kiválasszuk azt a sebességmodellt, amelyik a legjobban illeszkedik a valósághoz.

A földrengések beérkezési idő adatainak két fő forrása az International Seismological Centre (ISC) bulletinje és a Magyarországi Földrengések Évkönyve volt. Harmadik forrásként néhány fázisadatot felhasználtunk a Carpathian Basins Project (Houseman et al., 2007) keretében az ország területén telepített ideiglenes szeizmológiai állomásokról is. Kontroll adatrendszerként a CELEBRATION-2000 Seismic Experiment (Guterch et al., 2000) elnevezésű nemzetközi projekt keretében végzett ellenőrzött robbantások szeizmológiai állomásokon mért beérkezési időit használtuk.

Ha az inverzió révén megbízható eredményekhez akarunk jutni, akkor a bemenő adatainknak meg kell felelni bizonyos minőségi kritériumoknak. Nevezetesen kellően nagy számú beérkezési idő adatot kell ismernünk mindegyik földrengés esetében, a fázisadatok hibája nem lehet nagyobb egy előre meghatározott értéknél és az egyes földrengéseket regisztráló szeizmológiai állomásokhoz

mélységtartomány [km]	P-hullám sebesség [km/s]
0 – 3	5.30
3 – 19	5.74
19 – 26	6.29
26 –	7.93

1. táblázat. Az eredményül kapott legjobb sebesség modell paraméterei

tartozó azimutális lefedettség nagyobb kell, hogy legyen egy előre definiált minimális értéknél.

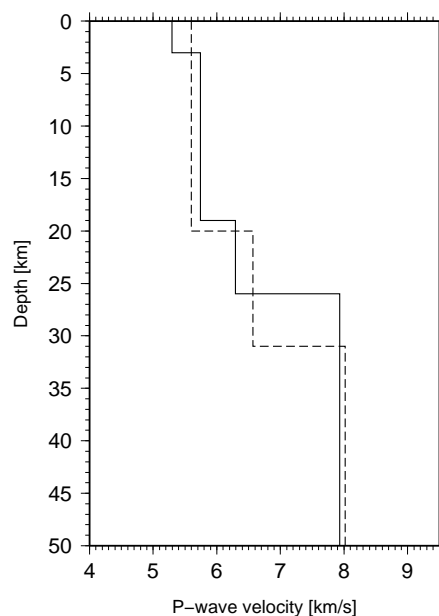
A válogatás után megmaradt adatok viszonylag kis száma nem tette lehetővé megbízható S-hullám sebesség modell előállítását, ezért annak érdekében, hogy legalább áttekinthető képet kapjunk az S-hullám sebességről a vizsgált területen, a SEISAN programcsomag (Havskov and Ottemoller, 1999) használatával a Wadati-módszer alapján kiszámítottuk az átlagos V_p/V_s arányt. A számítások ugyanazon az adatrendszeren alapultak, amelyet az inverzió elvégzéséhez állítottunk össze. A V_p/V_s becsléséhez csak azokat az eseményeket használtuk fel, ahol minimálisan 7 P és S beérkezést regisztráltak a környező szeizmológiai állomások. Az eredményül kapott 1.74 ± 0.05 V_p/V_s érték igen közel esik a Poisson-féle $\sqrt{3}$ -as arányhoz.

Az első beérkezési időket felhasználva egy végtelen féltér felett elhelyezkedő háromréteges P-hullám sebesség modellt határoztunk meg (1. táblázat, 1. ábra). Az eredményül kapott modell legfontosabb tulajdonságai a viszonylag vastag felső kéreg ($V_p=5.74$ km/s), amelynek legfelső részén egy 3 km vastagságú üledékes réteg található ($V_p=5.30$ km/s). A kivekonyodott alsó kéregbeli P-hullám sebesség 6.29 km/s. Az átlagos Moho-mélység 26 km-nek bizonyult. A legfelső köpenyben a V_p 7.9 km/s-nak adódott, ami jól egyezik a tomográfiai vizsgálatok eredményeivel (Wéber, 2002; Bus, 2004).

Ha Mónus (1995) modelljét összehasonlítjuk az eredményül kapott modellünkkel, megállapíthatjuk, hogy az átlagos kéreg és felsőköpenybeli sebességek jó egyezést mutatnak. A legjelentősebb különbség a Moho mélységében mutatkozik. Ez valószínűleg annak tulajdonítható, hogy Mónus egy nagyobb kiterjedésű területre vonatkozóan végezte vizsgálatait, amely tartalmazta az Alpok és Kárpátok egyes részeit is.

Véleményünk szerint a számításaink nyomán előállt modell javítani fogja a Kárpát-medence középső részén kipattanó kis magnitúdójú földrengések lokalizációs pontosságát.

Fentebb vázolt eredményeink – folyóiratcikk formájában – hamarosan elérhetőek lesznek a publikum számára is (Gráczer and Wéber, 2011).



1. ábra. Az eredményül kapott legjobb P-hullám sebesség modell Mónus (1995) modelljével (szaggatott vonal) együtt.

3. Fészekmechanizmus számítása hullámforma inverzióval

Hazánk területén közepes szeizmikus aktivitás tapasztalható. A többnyire kis energiájú földrengéseket, amelyeket a lakosság nem is érzékel, gyakran csak néhány műszer rögzíti, így a klasszikus, csupán az első beérkezések polaritásán alapuló fészekmechanizmus meghatározás a legtöbb rengés esetén nem vezet eredményre. Ezért a feladat elvégzéséhez olyan módszert kívántunk alkalmazni, amely a rendelkezésre álló adatokból a lehető legtöbb információt képes kinyerni. Választásunk a teljes hullámforma inverzió módszerére esett, melynek algoritmusát és az azt megvalósító programcsomagot már rendelkezésünkre állt (Wéber, 2004, 2005, 2006). Ez az eljárás az inverziós feladat megoldásához a műszerek által regisztrált összes adatot, azaz az összes komponens teljes hullámformáját felhasználja. Az eljárás lényege az, hogy az ismeretlen fizikai paraméterek (fészekmechanizmus, hipocentrum) értékeit addig változtatjuk, míg a számított szintetikus szeizmogram nem mutat valamilyen értelemben vett jó egyezést a mért szeizmogrammal.

3.1. Az inverziós algoritmus továbbfejlesztése

Munkánk során elkerülhetetlenül szembesültünk az alkalmazott hullámforma inverziós eljárás kisebb-nagyobb hiányosságaival, ezért a projekt ideje alatt az algoritmus továbbfejlesztésére is sor került.

Minden inverziós eljárás fontos részét képezi a becsült modellparaméterek hibájának, megbízhatóságának becslése is. Lineáris inverziós feladat esetén a hibabecslés – matematikai szempontból – általában nem jelent nagy kihívást, de nemlineáris problémák megoldásakor már különleges eljárásokhoz kell folyamodnunk. Az általunk alkalmazott nemlineáris hullámforma inverziós algoritmus az eredmény hibájának becsléséhez eredetileg a *bootstrap* eljárást alkalmazta (Wéber, 2006). Jelen projekt ideje alatt azonban áttértünk a *Monte Carlo szimuláció* használatára, mivel – tapasztalatunk szerint – ez az eljárás megbízhatóbb hibabecslést eredményez és elméleti háttere is megalapozottabb. Ez a viszonylag csekély változtatás természetesen nem indokolta külön publikáció megírását, de a *CTBT: Science and Technology 2011* konferencián beszámoltunk róla és a <http://webseis.seismology.hu> honlapon is megtalálható az algoritmus teljes leírása.

Az általunk alkalmazott hullámforma inverziós eljárás első lépésben a momentum tenzor elemeit egymástól független idősoroknak tekinti (moment tensor rate functions – MTRFs). Az inverzióval kapott MTRF-ek általában időben változó mechanizmust írnak le. Az olyan kis rengések esetén azonban, mint amilyenek hazánkban is észlelhetők, az időben változó fészekmechanizmus nem tekinthető reálisnak, azaz joggal feltételezhetjük, hogy a valóságban az MTRF-ek időbeli lefolyása megegyezik.

Az inverzió első lépésével kapott, egymástól független MTRF-eket tehát fel kell bontanunk egy időben állandó momentum tenzor és egy ún. forrásfüggvény (source time function – STF) szorzatára. Ez a felbontás már egy időben állandó mechanizmust ír le és a forrásfüggvényt is megadja. Mivel kis rengések esetén azt is feltételezhetjük, hogy a fészekben a kőzetmozgás iránya állandó, az STF sehol sem lehet negatív.

Az MTRF-ek ilyen dekompozíciója lényegében egy nemlineáris inverziós feladat, melynek megoldására új eljárást fejlesztettünk ki (Wéber, 2008, 2009). Ennek során a valódi és illesztett (szintetikus) adatok közötti reziduál vektor L_1 normáját minimalizáljuk azzal a feltétellel, hogy az STF nem lehet negatív. A tapasztalatok szerint a módszer hatékony és megbízható.

3.2. Inverziós eredmények

Az inverziós módszer továbbfejlesztését követően először azt a célt tűztük ki magunk elé, hogy hullámforma inverzióval meghatározzuk a hazánkban található szeizmikusan aktív területeken kipattant földrengések fészekmechanizmusát. A munka során azonban kiderült, hogy a rengések nagy részét túlságosan kevés állomás regisztrálta és/vagy a szeizmogramok jel/zaj aránya túlságosan alacsony ahhoz, hogy a korábban kifejlesztett algoritmust sikerrel alkalmazzuk. Másképpen fogalmazva: a kiszemelt forrásterületekre kapott megbízható megoldások száma túl kevés ahhoz, hogy egyértelmű terület-specifikus következtetéseket vonhassunk le belőlük.

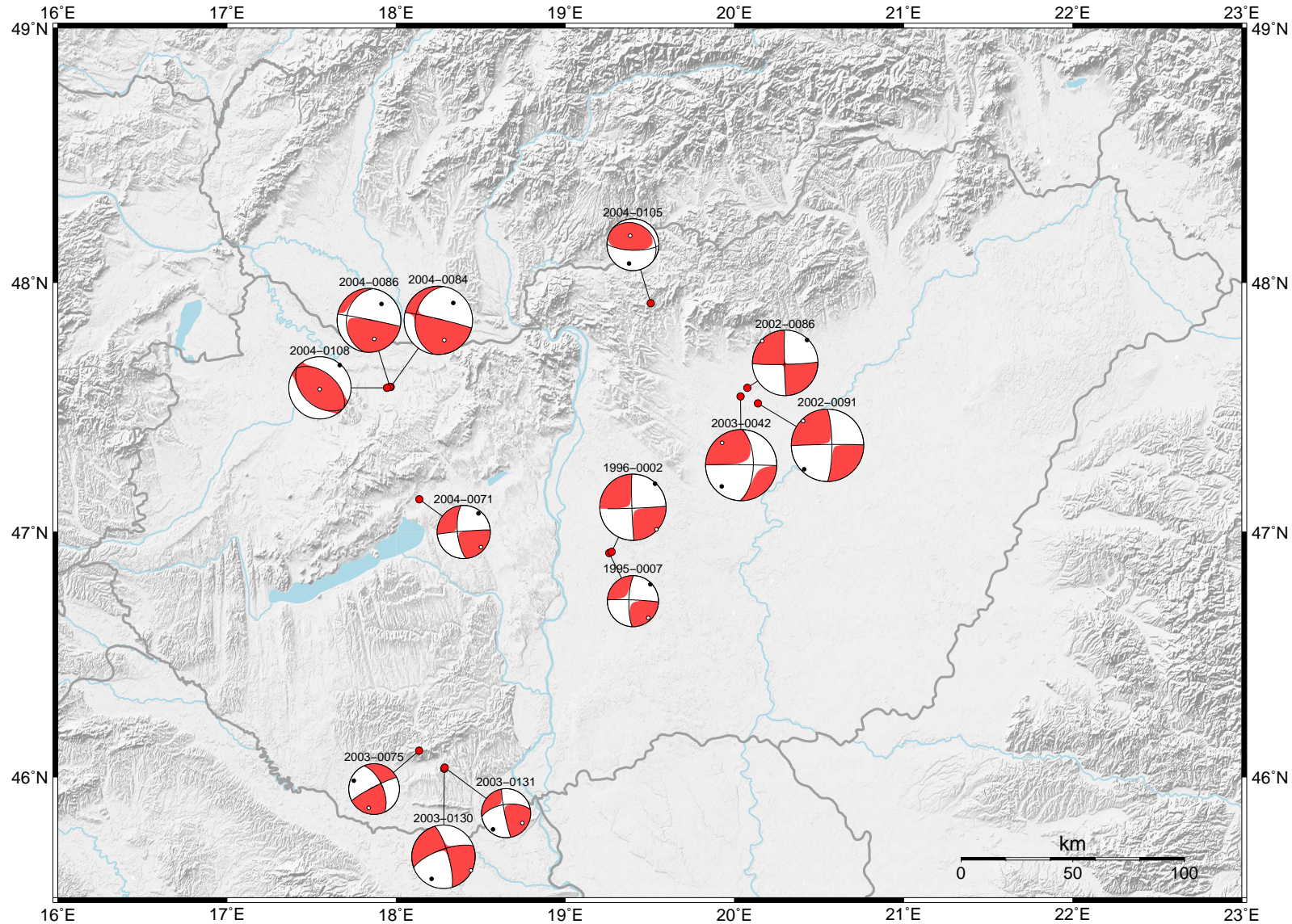
A fenti tapasztalatok arra ösztönöztek bennünket, hogy megváltoztassuk kutatási stratégiánkat: egy-egy kiszemelt terület eseményeinek vizsgálata helyett minden olyan hazánkban kipattant földrengést igyekeztünk feldolgozni, melyeknek hullámforma adatai azt lehetővé tették. Véleményünk szerint így segíthetjük legjobban a hazai neotektonikai kutatásokat.

A meghatározott fészekmechanizmusokat – területi eloszlásukkal együtt – a 2. ábra szemlélteti. A fészekparaméterek részletes listája megtekinthető a <http://webseis.seismology.hu> internetes honlapon, amelyet a jövőben is folyamatosan aktualizálni fogunk.

A vizsgált rengések hullámforma inverzióval kapott fészekmechanizmusai alapján a következő megállapításokat tehetjük:

- A momentum tenzorok izotrop (térfogatváltozással járó) komponense egyetlen esetben sem szignifikáns, ami az események tektonikus eredetére utal.
- A forrásfüggvények statisztikusan szignifikáns része 0.1–0.2 s hosszúságú. Az inverzió során meghatározott paraméterek közül a forrásfüggvény rendelkezik a legkisebb megbízhatósággal.
- A fészekmechanizmusok összhangban vannak a rendelkezésre álló P-hullám polaritás adatokkal.
- A momentum tenzor P-tengelyének azimutja a legtöbb rengés esetén jól meghatározott.
- A kompressziós P-tengely iránya ÉK-DNY, ami jó egyezést mutat a vizsgált területre jellemző fő feszültségiránnyal (Bada et al., 1999).
- Az események fészekmechanizmusa oldaleltolódás (*strike-slip*) vagy oldaleltolódás és inverzvető kombinációjából tevődik össze, amely alátámasztja a Pannon-medencére jellemző feszültségter kompressziós voltát.

A vizsgált események hullámformáit spektrális analízisnek is alávetettük (ld. a következő fejezetet), melynek során figyelembe vettük a kapott fészekmechanizmusokra jellemző kisugárzási mintázatot (*radiation pattern*) is. Eredményeinket (fészekmechanizmusok és dinamikus fészekparaméterek) még 2011 folyamán össze kívánjuk foglalni egy nemzetközi folyóiratnak beküldendő cikk formájában.



2. ábra. A vizsgált földrengések epicentruma és fészekmechanizmusa Magyarország topográfiai térképén. A mechanizmusokat ábrázoló „strandlabdák” a fekete és fehér pöttyök a P- és T-tengelyeket reprezentálják. A strandlabdák mérete arányos a földrengések magnitúdójával. Az egyes események azonosító kódját is megadtuk.

3.3. Tapasztalatok

Az előzőekben bemutatott számítások elvégzése során a hullámforma inverzió alkalmazhatóságával kapcsolatban számos tapasztalatot szereztünk. Mindenekelőtt ki kell emelnünk, hogy bár ezzel az eljárással olyan rengések fészekmechanizmusa is meghatározható, amelyek esetén az első beérkezések polaritásán alapuló klasszikus módszerek csődöt mondanak, a hullámforma inverzió képességei is korlátozottak. Tapasztalataink szerint a módszer akkor alkalmazható eredményesen, ha

- a forrás és a szeizmológiai állomások közötti epicentrális távolság kb. 80-100 km-nél kevesebb, amikor is a Pg fázis érkezik be elsőként, kellően nagy amplitúdóval.
- a minimális epicentrális távolság nem nagyobb 20–25 km-nél.
- legalább 5-6 állomás regisztrálta az eseményt.
- az állomások „körbeveszik” az epicentrumot (megfelelő az azimut-lefedettség).
- a háttérzaj ellenére egyértelműen meghatározható az első beérkezés.

Mivel a hazánkban üzemelő szeizmológiai állomások többsége egy viszonylag szűk területen helyezkedik/helyezkedett el, a fenti feltételek sajnos nagyon sok esetben nem teljesülnek. Egyrészt azért, mert az események nagy része a hálózaton kívül helyezkedik el és így az azimut-lefedettség távrólól sem optimális, másrészt pedig azért, mert sok olyan kis energiájú rengés keletkezik, amelyek esetén a háttérzaj a legkisebb epicentrális távolságban levő állomáson is elfedi az első beérkezéseket.

Mindez egyben azt is jelenti, hogy a digitálisan regisztrált hazai rengések fészekmechanizmusának meghatározására csupán az események töredéke esetén van remény. Részben ennek is köszönhető, hogy az eddig feldolgozott események száma messze elmarad attól, amit eredetileg kivitelezhetőnek véltünk.

4. Dinamikus fészekparaméterek becslése

A fészekparaméterek meghatározásának egyik lehetséges módja a szeizmogramok spektrális elemzése. Az egyes állomásokra beérkező hullámok amplitúdó spektrumának alakját leíró paramétereiből becsülhető a rengés fészében történő átlagos elmozdulás, az elmozdulást elszenvedő felület nagysága, a bekövetkező feszültségcsökkenés és a rengés momentuma. Az eljárást széles körben alkalmazzák, mind S-hullámok (Brune, 1970), mind P-hullámok (Hanks and Wyss, 1972) esetében. Magyarországi rengések ilyen vizsgálatáról eddig kevés publikáció született: Badawy (2000) és Badawy et al. (2001) az 1996-os füzesgyarmati rengéssorozatot és további kilenc, 1995 és 1997 között kipattant, érezhető földrengés spektrumát elemezte.

Kutatásaink első fázisában két szeizmikus szempontból aktív forrásterületen, a Jászságban és Berhida környékén 1995 és 2004 között kipattant rengések vizsgálata történt meg (Süle, 2010). Az egyes állomásokra beérkező P-hullám spektrumát két egyenes és azok metszéspontja (sarokfrekvencia) segítségével jellemeztük. Noha a két terület földtani felépítése eltérő, a rengések a fészekparamétereik alapján nem különíthetők el. Az események szeizmikus momentuma $6.3 \cdot 10^{11}$ és $3.48 \cdot 10^{14}$ Nm közé esik, a kör alakúnak feltételezett forrástartomány átmérője 200 és 900 m között, a feszültségcsökkenés 0.13 és 6.86 bar között változik, az átlagos elmozdulás mindegyik eseménynél 1 cm alatti. Bár

közepes és nagy erősségű rengések esetén általában konstans feszültségcsökkenést lehet feltételezni, kis magnitúdójú eseményeknél a növekvő szeizmikus momentum növekvő feszültségcsökkenéssel jár együtt, ahogy arról több szerző is beszámol. Az általunk vizsgált rengések esetén szintén megfigyelhető ez a trend. A skaláris szeizmikus momentumból számítható a momentum magnitúdó, melynek jelentőségét növeli, hogy az utóbbi időben a földrengés-veszélyeztetettség számítás egyik fontos alapparamétere. A vizsgált rengések alapján egy lineáris összefüggést állítottunk fel a lokális magnitúdó (M_L) és a momentum magnitúdó (M_w) között (3. ábra) (Süle, 2010):

$$M_w = 0.71 \cdot M_L + 0.92$$

Ilyen összefüggést Magyarország területére eddig nem publikáltak.

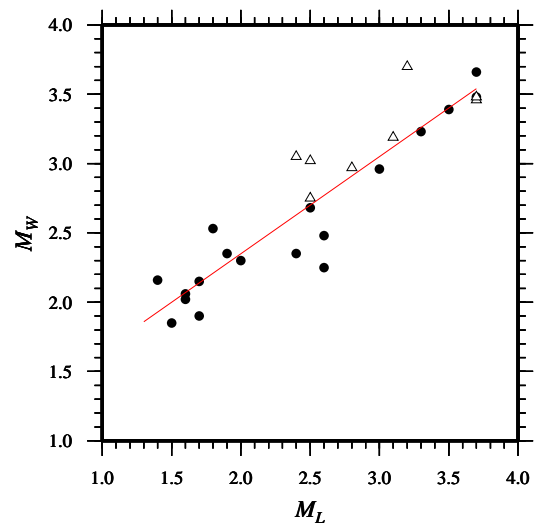
A spektrum alakjának helyesebb értelmezéséhez vezet, ha figyelembe vesszük a hullámterjedés során bekövetkező csillapodást. A csillapodást két tényezőre lehet szétbontani. Az egyik a felszínközeli 1–2 km vastagságú rétegösszlet hatását jellemző felszínközeli csillapodás (near surface attenuation, κ), a másik a sugárút többi részére jellemző jósági tényező (quality factor, Q) (Havskov and Ottemöller, 2010). Ily módon a spektrum alakja a következőképpen írható le:

$$A(f) = A_0 \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} e^{-\pi f \kappa} e^{-\frac{\pi f t}{Q}}$$

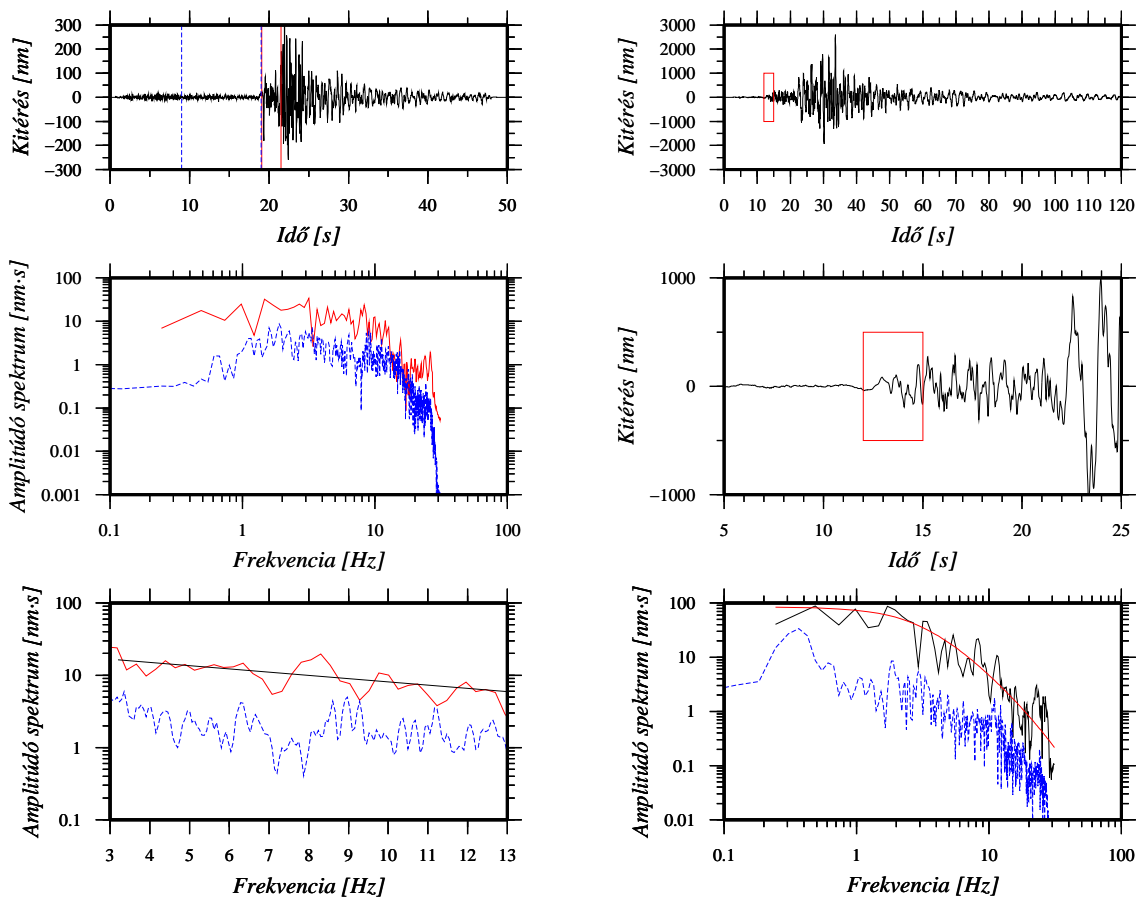
A spektrumok feldolgozásában az első lépés a spektrum módosítása κ -val, majd következik az így korrigált adatokra legjobban illeszkedő elméleti görbe megkeresése. Az elméleti görbe három paramétere a sarokfrekvencia (f_c), az alacsony frekvenciákra jellemző konstans amplitúdószint (A_0) és a sugárútra jellemző jósági tényező (Q).

Magyarország területére jellemző κ érték nem állt rendelkezésünkre, ezért először ennek meghatározását végeztük el. Kis méretű, kis epicentrális távolságban regisztrált események segítségével lehetséges a spektrum alakjából a felszínközeli csillapodás meghatározása (Havskov and Ottemöller, 2010). A fenti képletből látható, hogy a közeli rengések esetén a spektrum alakját elsősorban a felszínközeli csillapodás határozza meg, a Q -t tartalmazó tag ilyenkor elhanyagolható. Az amplitúdó spektrum logaritmusát a lineáris frekvencia függvényében ábrázolva, a sarokfrekvencia alatti tartományban egy kis meredekségű egyenessel közelíthetjük, ennek az egyenesnek a meredeksége adja κ értékét. Az eljárás során azért van szükség kis magnitúdójú eseményekre, mert ezeket nagyobb sarokfrekvencia jellemzi, így lehetőség van az egyenes megbízhatóbb illesztésére (4. ábra). Húsz földrengés regisztrátumát vizsgálva, az egyes állomások esetén számított κ érték 0.009 s és 0.061 s között változik. Ily módon az országra jellemző átlagos felszínközeli csillapodás értéke 0.03 s.

A κ -val korrigált adatokra legjobban illeszkedő elméleti görbét egy, a teljes modelltérrel feltérképező módszer segítségével keressük meg (grid search)(4. ábra). Az eljárás során az is látható, hogy



3. ábra. A momentum magnitúdó a lokális magnitúdó függvényében, fekete körök: Süle (2010), üres háromszögek: Badawy et al. (2001).



4. ábra. A bal oldalon egy példa a κ meghatározására: felül a szeizmogram látható a jel (piros) és a zaj (kék) időablakával; középen a jel (piros) és a zaj (kék) spektruma; alul a spektrum egy részlete a κ értéket meghatározó illesztett egyenessel. A jobb oldalon egy példa látható a spektrum alakját leíró elméleti görbe meghatározására: a felső kettő a szeizmogramot mutatja a kiválasztott időablakkal, az alsó a κ -val korrigált spektrumot (fekete) a legjobban illeszkedő elméleti görbével (piros), valamint a zajjal (kék).

az egyes esetekben mely paraméterek minimuma határozható meg megfelelő megbízhatósággal és melyekre kevésbé érzékeny a módszer. Ezek alapján elmondhatjuk, hogy a sarokfrekvencia (f_c) és az alacsony frekvenciák amplitúdószintje (A_0) általában jól meghatározhatók, míg a jósági tényező becslésére nagyobb bizonytalanság jellemző.

Az A_0 és f_c meghatározása után a korábbiakhoz hasonlóan számíthatók a fészekparaméterek. A csillapodást is figyelembe vevő eredmények publikálása a közeljövőben várható, a kezdeti eredmények az *EGU General Assembly 2011* konferencián poszteren kerültek bemutatásra.

Mivel bizonyos rengések esetén a szeizmikus momentumot (illetve a momentum magnitúdót) mind spektrális elemzéssel, mind teljes hullámforma inverzióval meghatároztuk, lehetőség nyílik ezek összehasonlítására. A spektrális módszerrel számított értékek tendenciózusan kissé magasabbnak adódtak. Ez a különbség csökkenthető, ha figyelembe vesszük a fészekmechanizmus pontos

kisugárzási mintázatát (*radiation pattern*). A szeizmikus momentum A_0 segítségével számítható:

$$M_0 = 4\pi\rho \frac{v^3 A_0 H}{R(\Theta, \Phi)}$$

ahol v a P-hullám sebessége a hipocentrumban, ρ a sűrűség, H a hipocentrális távolság, $R(\Theta, \Phi)$ a kisugárzási koefficiens és μ a nyírési modulus. A fészekmechanizmus ismeretében lehetőség van $R(\Theta, \Phi)$ pontos számítására, míg enélkül a széles körben használt átlagos értéket alkalmaztuk. A pontosítás eredményeképp a spektrális módszerrel számolt értékek továbbra is kissé nagyobbak, mint a teljes hullámforma inverzió által kapottak, de a különbség közöttük csökkent.

5. A kéregdeformáció vizsgálata a kárpáti régió két szeizmogén zónájában

A kéregdeformáció jellegzetességeinek ismerete a tektonikusan aktív területeken nagymértékben hozzájárulhat az ott zajló tektonikai folyamatok mélyebb megértéséhez és a szeizmikus veszélyeztetettség mértékének pontosabb becsléséhez. Ha meghatározzuk az átlagos alakváltozási sebesség (*strain rate*) tenzort, akkor információt nyerhetünk az adott területen zajló deformáció jellegére, irányára és nagyságára vonatkozóan is. Az alakváltozási sebesség tenzor különböző számítási módjai pedig bepillantást engednek a kéregbeli deformáció eltérő módozataiba.

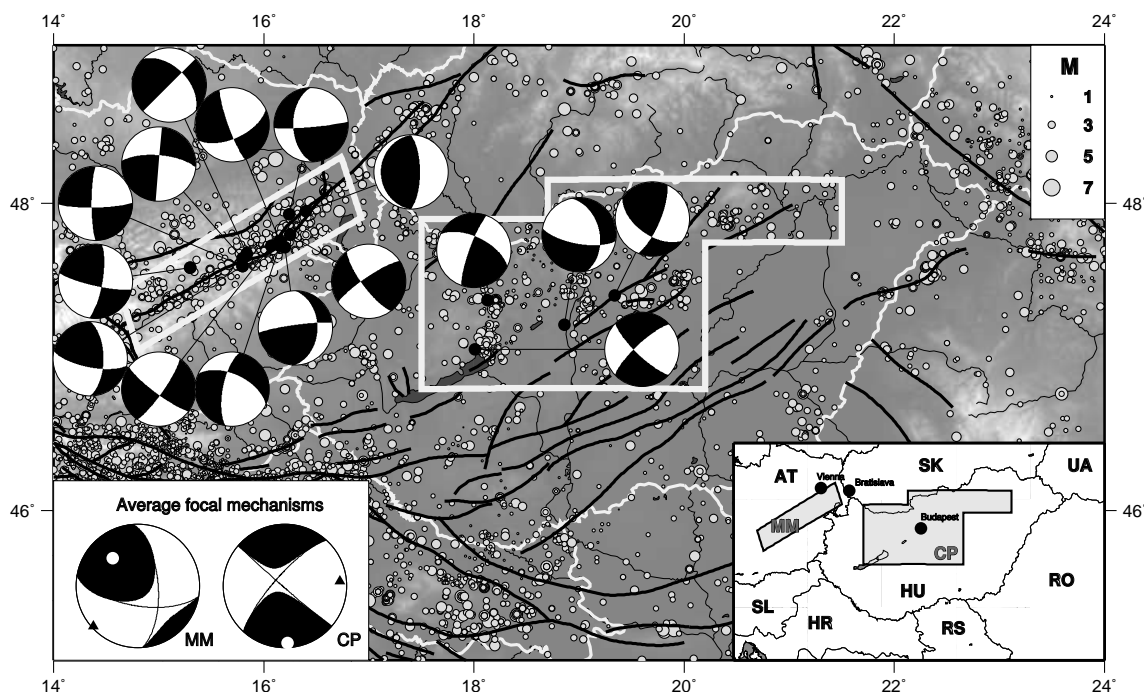
A szeizmológiai/geodéziai alakváltozási sebesség arány elméletben 0 és 1 közé eshet (Masson et al., 2005). Minél közelebb található 1-hez, a deformáció annál nagyobb hányada köthető a földrengés-tevékenységhez, míg a 0-hoz közeli értékek esetében a deformáció jellemzően aszeizmikus úton megy végbe, vagy pedig feszültségfelhalmozódás van folyamatban, amely növelheti a térség szeizmikus veszélyeztetettségét.

Vizsgálataink célja az volt, hogy GPS mérések, valamint földrengések magnitúdó és fészekmechanizmus adatai alapján meghatározzuk a kéregbeli deformáció jellegét és sebességét a kárpáti régió két szeizmikusan aktív területe esetében.

A vizsgált területek kiválasztásának egyik fő szempontja az volt, hogy a Kárpát-medencében három főváros (Budapest, Bécs és Pozsony) is földrengési szempontból viszonylag veszélyeztetett helyen található. Az érintett országok GDP-jének több mint kétharmada a két zónában, illetve azok közvetlen környezetében keletkezik, míg az érintett lakosság száma az 5 milliót is meghaladja.

A szeizmogén zónák határait az epicentrumok eloszlása és a neotektonikai jellegzetességek alapján definiáltuk (5. ábra). Az első zóna (Central Pannonian vagy röviden CP) a Kárpát-medence középső részén található és lényegében lefedi Magyarország szeizmikus szempontból legaktívabb területeit. A második (Mur-Mürz vagy röviden MM) zóna a Keleti-Alpok és a Kárpát-medence találkozásánál elhelyezkedő, főleg balos oldalelmozdulásos vetőkkel jellemezhető Mur-Mürz-Bécsi-medence vetőrendszer foglalta magába.

Vizsgálataink során feldolgoztuk az alpi és kárpáti régiókban 1991 és 2007 között lefolytatott GPS mérési kampányok eredményeit. Az MM zónában a GPS adatok 1.2 ± 0.2 mm/év vetőiránnyal párhuzamos (63° azimut) sebességet mutatnak a Cseh-masszívumhoz képest. A nyírési sebesség 7.6 ppb/év-nek adódott, ha a számításokat a GPS alhálózatra, illetve 12 ppb/év-nek, ha magára a vetőzónára számítottuk. Az alakváltozási sebesség megközelítőleg kétszer akkora lehet, ha a deformá-



5. ábra. A ismert földrengések epicentrumainak eloszlása és a neotektonikus vetők (Horváth et al., 2005) elhelyezkedése a Kárpát-medencében. A kis térképen a CP és MM betűkkel a közép-magyarországi és a Mur-Mürz zónát jelöltük. A szürke körök a 456 és 2004 között keletkezett földrengések helyét mutatják, a körök átmérője arányos a rengések magnitúdójával. A zónákban azon rengések fészekmechanizmus megoldásai láthatók, amelyek magnitúdója elérte az $M=4$ -es értéket. A bal alsó sarokban az egyes zónához tartozó átlagos fészekmechanizmus megoldásokat ábrázoltuk. Ezeket belül a fekete háromszög és a fehér kör a P- és T-tengelyek pozícióját mutatja.

ció a vetőzóna mentén koncentrálódik, mivel a GPS állomások és az uniform alakváltozás becslések körülbelül kétszer akkora területen helyezkednek el (Bus et al., 2009).

A CP zónában 1.3 ± 0.2 mm/év nagyságú kontrakció figyelhető meg a keleti irányban mozgó alpi-észak-pannóniai egység és a Kárpátok között. Az egész CP zónára 4.1 ppb/év kontrakciós sebességet becsültünk (Bus et al., 2009). A területet átszelő GPS sebességprofil (Grenerczy, 2002) alapján a kontrakciós zóna körülbelül 200 km széles és a kontrakciós sebesség a központi részen, ahol a benyomódó kéregblokk kinetikus energiája abszorbeálódik, 6.5 ppb/év-nek felel meg.

Mind a két zóna esetében az alakváltozási sebesség értékek hibája ± 1.5 ppb/év-nek, míg az irányadatok hibája 6° -nak becsülhető.

A GPS méréseken alapuló alakváltozási sebesség tenzor egy 2×2 -es mátrix formáját ölti, ugyanis csak a horizontális deformációt vettük számításba. A vertikális deformáció kicsi és az adatok nem tekinthetők szignifikánsnak. A fészekmechanizmus adatokból számolt alakváltozási sebesség tenzor háromdimenziós, főtengeleytranszformációjával három egymásra merőleges sajátvektort kapunk: ϵ_1 , ϵ_2 és ϵ_3 , ahol ϵ_1 a kontrakciós, míg ϵ_3 az extenziós tengelyhez tartozik. Annak érdekében, hogy a geodéziai és a szeizmikus alakváltozási sebesség eredményeket össze tudjuk hasonlítani, az ϵ_1 és ϵ_3 vektorokat a horizontális síkra vetítettük.

A geodéziai és szeizmológiai módszerekkel számolt extenziós és kontrakciós tengelyek iránya nagyon jó egyezést mutat (az eltérés mindegyik esetben kisebb mint 10°). A kontrakció a CP zóna esetében megközelítőleg K-Ny, míg az MM zóna esetében DNy-ÉK irányú.

A szeizmikus és geodéziai alakváltozási sebesség aránya 17%-nak adódott a CP zóna, míg 54% és 92%-nak az MM zóna esetében, attól függően, hogy a várható legnagyobb földrengés magnitúdójának (M_{\max}) értékét 6.0-nak, vagy 6.4-nek vettük.

Eredményeink alapján megállapítható, hogy a Kárpát-medence középső részén a kéregbeli deformáció legnagyobb részt aszeizmikus módon megy végbe, míg a Mur-Mürz zónában a szeizmikus deformáció sokkal nagyobb szerepet játszik (Bus et al., 2009).

6. Történelmi rengések szeizmogramjainak újrafeldolgozása

A kutatási tervünkben szereplő, a hazai történelmi rengések szeizmogramjainak digitalizálását és feldolgozását célul kitűző elképzelésünket alapvetően nem sikerült megvalósítanunk.

A sikertelenség több okra vezethető vissza. Egyrészt a várakozásainkkal ellentétben a Szeizmológiai Obszervatórium szeizmogram raktárának igen alapos átvizsgálását követően sem akadtunk nyomára a fontos hazai földrengések szeizmogramjait tartalmazó regisztrátumoknak. Ezek részben a háborúban megsemmisülhettek, a nem kellően gondos kezelés következtében elveszthettek, de az is elképzelhető, hogy egy részük jelenleg más, számunkra ismeretlen helyen található.

Mindezekon túlmenően az a tény is gyakorlatilag kivitelezhetetlenné tette terveinket, hogy a történelmi szeizmogramok gyűjtését koordináló nemzetközi projekt lényegében megszűnt működni. Optimális esetben lehetőség nyílt volna arra, hogy a számunkra érdekes földrengésekről a tagországok szeizmológiai szervezeteitől az olaszországi központon keresztül megszerezzük az esetlegesen még fellelhető szeizmogramokat. Azonban mire a magyar szeizmológia részéről be tudtunk kapcsolódni a szervezetbe, addigra ez a fajta adatgyűjtési mód már sajnos nem volt elérhető.

Részsikerről azonban beszámolhatunk, ugyanis az olasz központ által megadott lista alapján az obszervatórium archívumából kigyűjtöttünk több mint 400 szeizmogramot, amelyeket eljuttattunk a római INGV-be. Ezáltal Magyarország is a szervezet teljes jogú tagjává vált és reményeink szerint a szervezet jövőbeli újjáéledését követően hozzá tudunk jutni jelentős magyarországi rengések külföldön regisztrált szeizmogramjaihoz.

7. A kutatási téma jövője

Bár az általunk feldolgozott és részletesen vizsgált földrengések száma némileg alul maradt eredeti elképzeléseinkhez képest, a munkánk során szerzett tapasztalatok optimizmusra adnak okot. Egy kutatási projekt lezárása nem jelenti egyben a kutatások megszakítását is. Vizsgálatainkat a jövőben is folytatni kívánjuk, eredményeinket pedig folyamatosan közre fogjuk adni mind szakmai folyóiratokban, mind a <http://webseis.seismology.hu> honlapon.

Hivatkozások

- G. Bada, F. Horváth, P. Gerner, and I. Fejes. Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *J. Geodynamics*, 27:501–527, 1999.
- A. Badawy. P-wave spectra of the Füzesgyarmat, eastern Hungary earthquake sequence. *J. Seismology*, 4:49–58, 2000.
- A. Badawy, F. Horváth, and L. Tóth. Source parameters and tectonic interpretation of recent earthquakes (1995-1997) in the Pannonian Basin. *J. Geodynamics*, 31:87–103, 2001.
- J.N. Brune. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75:4997–5009, 1970.
- Z. Bus. Tomographic imaging of three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Pannonian basin. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, 36(2):189–206, 2001.
- Z. Bus. *Tomographic imaging of three-dimensional P wave velocity structure beneath the Pannonian basin (in Hungarian)*. PhD thesis, Eötvös Loránd University, Budapest, 2004.
- Z. Bus, G. Grenczy, L. Tóth, and P. Mónus. Active crustal deformation in two seismogenic zones of the Pannonian region—GPS versus seismological observations. *Tectonophysics*, 474(1-2):343–352, 2009. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.045.
- M. Grad, A. Guterch, G.R. Keller, T. Janik, E. Hegedűs, J. Vozár, A. Ślaczka, T. Tiira, and J. Yliniemi. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111(B3): B03301, 2006.
- G. Grenczy. Tectonic processes in the Eurasian-African plate boundary zone revealed by space geodesy. In S. Stein and J. T. Freymueller, editors, *Plate Boundary Zones*, volume 30 of *AGU Geodynamics Series*, pages 67–86. American Geophysical Union, 2002.
- Z. Gráczér and Z. Wéber. One-dimensional P-wave velocity model for the territory of Hungary from local earthquake data. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, submitted, 2011.
- A. Guterch, M. Grad, G. R. Keller, K. Posgay, J. Vozár, A. Spicak, E. Brueckl, Z. Hajnal, H. Thybo, and S. Oguz. CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geologica Carpathica*, 51:413–414, 2000.
- T.C. Hanks and M. Wyss. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62:561–589, 1972.
- J. Havskov and L. Ottemoller. SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5):532, 1999.
- J. Havskov and L. Ottemöller. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer, 2010.

- F. Horváth, G. Bada, G. Windhoffer, L. Csontos, P. Dövényi, L. Fodor, G. Grenerczy, F. Síkhegyi, P. Szafián, B. Székely, G. Tímár, L. Tóth, and T. Tóth. Atlas of the present-day geodynamics of the Pannonian Basin: Euroconform maps with explanatory text. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm, 2005.
- G. Houseman, G. Stuart, E. Hegedüs, E. Brückl, S. Radovanovic, U. Achauer, A. Brisbourne, A. Horleston, D. Hawthorn, P. Lőrinczi, B. Dando, G. Falus, A. Kovács, I. Török, H. Hausmann, W. Loderer, V. Kovacevic, S. Petrovic, and D. Valcic. The Carpathian Basins Project: an investigation of the evolution of the Pannonian-Carpathian orogenic system. In *Geophysical Research Abstracts*, volume 9, page 04219, 2007.
- F. Masson, J. Chery, D. Hatzfeld, J. Martinod, P. Vernant, F. Tavakoli, and M. Ghafory-Ashtiani. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160(1):217–226, 2005.
- P. Mónus. *Travel times curves and crustal velocity model for the Pannonian basin*. MTA GGKI Technical Report, 1995.
- P. Środa, W. Czuba, M. Grad, A. Guterch, A.K. Tokarski, T. Janik, M. Rauch, G.R. Keller, E. Hegedüs, and J. Vozár. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 167(2):737–760, 2006.
- B. Süle. Spectral source parameters for weak local earthquakes in the Pannonian basin. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 2:475 – 480, 2010.
- Z. Wéber. Imaging Pn velocities beneath the Pannonian basin. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 129:283–300, 2002.
- Z. Wéber. Bootstrap inversion of local earthquake data in the Pannonian basin. *Geophysical Transactions*, 44:221–239, 2004.
- Z. Wéber. Probabilistic waveform inversion for focal parameters of local earthquakes. *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica*, 40:229–239, 2005.
- Z. Wéber. Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location. *Geophysical Journal International*, 165(2):607–621, 2006. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02934.x.
- Z. Wéber. Deriving source time function and moment tensor from moment tensor rate functions. In *Short Papers of the 31st General Assembly of the European Seismological Commission*, pages 511–518. European Seismological Commission, ESC, 2008.
- Z. Wéber. Estimating source time function and moment tensor from moment tensor rate functions by constrained L_1 norm minimization. *Geophysical Journal International*, 178:889–900, 2009. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04202.x.