

MAGYARORSZÁG SZEIZMOTEKTONIKAI VESZÉLYEZTETETTSÉGI TÉRKÉPÉNEK MEGALKOTÁSA ÉS ELEMZÉSE

Zárótanulmány

Szerkesztők:

Wéber Zoltán

Koroknai Balázs

Szárnya Csilla

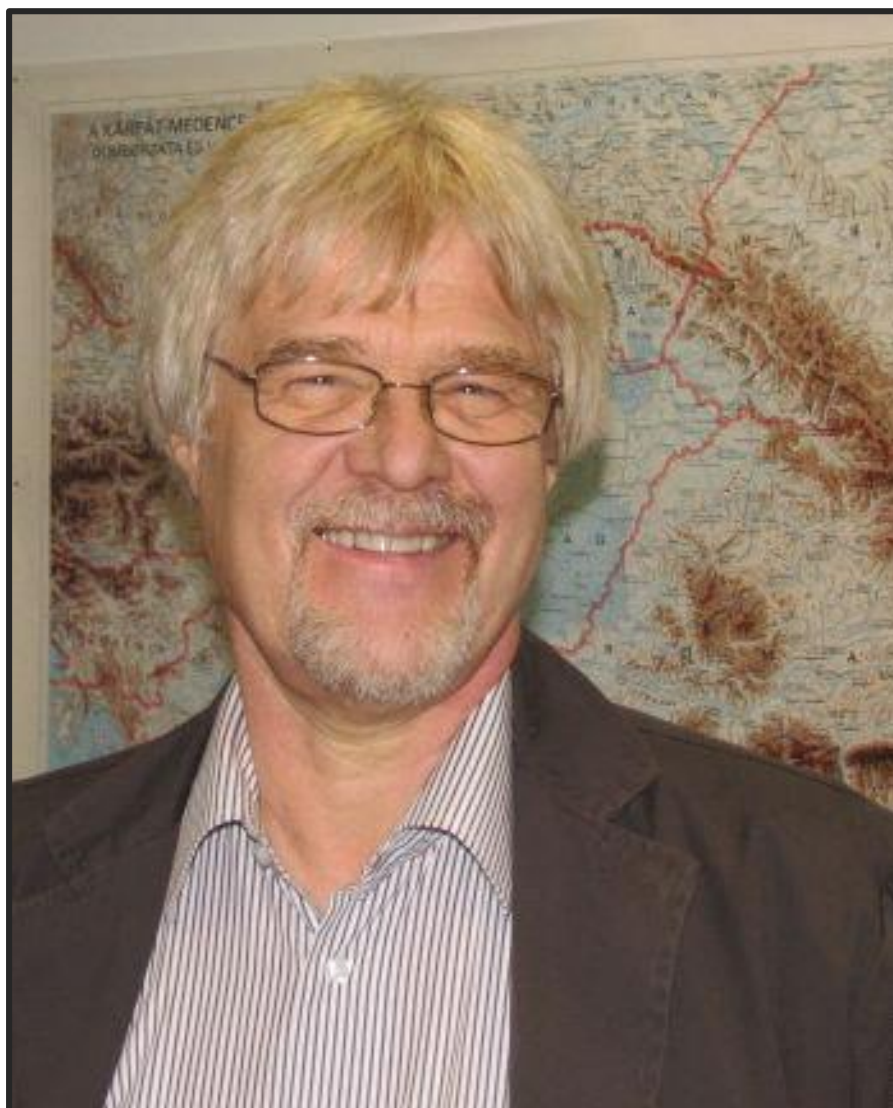
A Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal
Nemzeti Kiválósági Program
által támogatott kutatási projekt
2018-2.2.1-NKP-2018-00007

Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet
Geomega Kft.

Sopron-Budapest
2023



In memoriam Prof. Dr. Horváth Ferenc



Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	7
2. A Pannon-medence litoszférájának szerkezete.....	10
2.1. A földkéreg szerkezete <i>receiver function</i> analízis alapján.....	11
2.1.1. Bevezetés.....	11
2.1.2. Állomáshálózat.....	11
2.1.3. Események kiválasztása	12
2.1.4. Minőségellenőrzés és RF-analízis	13
2.1.5. H-K <i>Grid Search</i> módszer	14
2.1.6. CCP-migráció.....	16
2.1.7. Inverzió és interpoláció	16
2.1.8. A diszkontinuitás térképek bemutatása.....	19
2.1.8.1. Üledékvastagság térkép.....	20
2.1.8.2. Conrad-mélység térkép	20
2.1.8.3. Moho-mélység térkép	21
2.1.9. Moho-mélységtérképek összehasonlítása.....	21
2.1.10. Kéregdőlés és anizotrópia	24
2.1.10.1. Moho-dőlés radiális RF-ből	24
2.1.10.2. Transzverzális RF-ek tulajdonságai	24
2.1.10.3. Transzverzális RF-ek minősége.....	26
2.1.10.4. Moho-dőlés irányok transzverzális RF-ből	26
2.1.10.5. Anizotrópia irányok transzverzális RF-ből.....	29
2.1.11. Összefoglalás, konklúzió	31
2.2. A litoszféra szerkezete mikroszeizmikus háttérzaj és klasszikus földrengés alapú diszperziós adatok alapján	32
2.2.1. Bevezetés.....	32
2.2.2. A szeizmikus zaj.....	33
2.2.3. Adatfeldolgozás.....	33
2.2.3.1. Szeizmikus háttérzaj (AN) alapú diszperziós görbék.....	33
2.2.3.2. Földrengés (EQ) alapú diszperziós görbék.....	36
2.2.3.3. Az adathalmazok homogenizációja.....	36
2.2.4. Fázissebesség tomográfia	37
2.2.5. 3D S-hullám sebességeloszlás.....	39
2.2.6. Horizontális metszetek	41
2.2.7. Vertikális metszetek	42
2.2.8. Összefoglalás, konklúzió	43
3. A Pannon-medence szeizmicitása.....	44

3.1. Bevezetés és célkitűzés.....	45
3.2. Az 1996 és 2021 között kipattant szeizmikus események helymeghatározása az iLoc algoritlussal, háromdimenziós sebességmodell felhasználásával	46
3.2.1. Felhasznált adatok.....	46
3.2.2. Módszertan, az iLoc helymeghatározó algoritmus.....	48
3.2.3. Többeseményes helymeghatározások	53
3.3. A Kárpát-Pannon-régió földrengés-katalógusának előállítása.....	54
3.3.1. A felhasznált adatok forrásai, a katalógus előállítása	54
3.3.2. Momentum magnitúdók előállítása.....	57
3.3.3. Az elkészült katalógus jellemzői.....	58
3.4. Összefoglalás	61
4. Jelenkori kéregfeszültség a Pannon-medencében.....	63
4.1. Bevezetés.....	64
4.2. Adatok és módszertan	64
4.2.1. Fészekmechanizmus megoldások	64
4.2.2. Egyéb feszültség indikátorok és feszültségtér analízis.....	66
4.3. Eredmények	66
4.3.1. Maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányok.....	66
4.3.2. Tektonikai stílusok	68
4.4. Diskusszió	69
4.4.1. Összehasonlítás a Kárpát-Pannon-térség feszültségterére vonatkozó korábbi tanulmányokkal.....	69
4.4.2. Neotektonikai vonatkozások.....	71
4.5. Összefoglalás	72
5. Aktív kéregdeformáció a Pannon-medencében GNSS- és InSAR-adatok alapján.....	74
5.1. A Kárpát-Pannon-térség aktív deformációja GNSS-adatok tükrében.....	75
5.1.1. Bevezetés.....	75
5.1.2. GNSS-adatok.....	75
5.1.3. Módszerek	76
5.1.3.1. Sebességmező interpoláció	76
5.1.3.2. Alakváltozási sebesség (strain rate) meghatározás.....	77
5.1.4. Eredmények	77
5.1.4.1. Sebességmező interpoláció	77
5.1.4.2. Alakváltozási sebesség (strain rate) eredmények.....	79
5.1.5. Diskusszió	81
5.1.5.1. Az aktív deformáció geodinamikai hajtóerői.....	81
5.1.5.2. Aktív deformációs zónák.....	81
5.1.5.3. Alakváltozási sebesség (strain rate) és a szeizmicitás viszonya	83

5.1.6. Összefoglalás	83
5.2. Magyarország műholdradar-interferometriás mozgásvizsgálata	84
5.2.1. Bevezetés és célkitűzések	84
5.2.2. Az InSAR-módszer leírása	84
5.2.3. A feldolgozás során felhasznált felvételek forrása: Sentinel-1 műholdak	85
5.2.4. Feldolgozáshoz alkalmazott módszerek	85
5.2.5. Feldolgozás menete	87
5.2.5.1. SAR-felvételek előfeldolgozása	87
5.2.5.2. SBAS-módszer	87
5.2.5.3. PS-módszer	89
5.2.5.4. Hibatényezők és mérséklésük	91
5.2.6. Eredmények	92
5.2.6.1. Felszálló és leszálló irányból meghatározott sebességek értelmezése	92
5.2.6.2. SBAS-feldolgozás eredményei	93
5.2.6.3. PS-feldolgozás eredményei	93
5.2.6.4. Zágrábi földrengés	98
5.2.7. Összefoglalás és kitekintés	99
6. A neotektonikus fázis deformációi Magyarországon	101
6.1. Bevezetés	102
6.2. Előzmények	103
6.3. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek	104
6.4. Ábrázolt térképi elemek	105
6.5. Főbb eredmények	109
6.6. Összefoglalás	117
7. Magyarország szeizmotektonikai viszonyai és veszélyeztetettsége	118
7.1. Magyarország szeizmotektonikai viszonyai	119
7.1.1. Bevezetés	119
7.1.2. A szeizmotektonikai térkép elemei	119
7.1.2.1. Szeizmicitás	119
7.1.2.2. A jelenkori feszültségtér jellege és irányítottsága	120
7.1.2.3. Alakváltozási sebesség (strain rate)	121
7.1.2.4. Szerkezeti modell: vetők és aktív vetők	122
7.1.3. Összefoglalás	127
7.2. Magyarország szeizmotektonikai veszélyeztetettsége	128
7.2.1. Bevezetés	128
7.2.2. Előzmények	129
7.2.3. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek	130

7.2.4. Ábrázolt térképi elemek.....	134
7.2.5. Összefoglalás	136
7.3. Mély üledékek módosító hatásának vizsgálata	137
7.3.1. Bevezetés.....	137
7.3.2. Alkalmazott módszerek.....	138
7.3.3. Eredmények	140
7.3.4. Összefoglalás	145
8. Összefoglalás	146
Hivatkozások.....	150
Mellékletek.....	162
1. melléklet.....	163
2. melléklet.....	164
3a. melléklet.....	165
3b. melléklet	166
3c. melléklet.....	167
4. melléklet.....	168
5. melléklet.....	169
6. melléklet.....	170
7. melléklet.....	171
8. melléklet.....	172
9. melléklet.....	173
10. melléklet.....	174

1. Bevezetés

Szerző:
Wéber Zoltán¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

A földrengések a Föld szeizmikusan aktív és sűrűn lakott területein óriási katasztrófák előidézői lehetnek. A Pannon-medence és benne Magyarország szeizmikus aktivitása közepes szintű, de nem elhanyagolható mértékű. A közepes aktivitás azonban nem jelenti azt, hogy minden földrengés mérsékelt erősségű lenne, csak azt, hogy a nagy rengések ritkán következnek be. Az ismert földrengések statisztikai vizsgálata alapján 5-ösnél nagyobb magnitúdójú földrengések hazánkban átlagosan 40-50 évente fordulnak elő. A múltban több, komoly pusztítást okozó földrengés sújtotta az országot. Napjainkban pedig a modern társadalom és gazdaság kritikus infrastruktúráinak sérülékenysége miatt egy-egy nagyobb földrengés beláthatatlan következményekkel járhat hazánkban is.

A klasszikus szeizmológiai eljárások a múlt ismert eseményei alapján, determinisztikus vagy probablisztikus metodikával készítene földrengés-veszélyeztettség becsléseket. A meglévő földrengés katalógusok azonban – a nagyobb rengések ritka előfordulása miatt – meglehetősen hiányosak, hiszen a műszeres földrengés megfigyelés csupán a múlt század elején kezdődött, a régebbi rengéseket pedig csak történelmi feljegyzésekből ismerjük, a veszélyeztettség számításokhoz szükséges paraméterek pontos ismerete nélkül. A földrengés katalógusok alapján végzett becslések tehát jelentős bizonytalansággal terheltek.

Az utóbbi évtizedekben azonban jelentős haladás történt a Föld dinamikájának megértésében, beleértve a földrengések kialakulásának folyamatát és mechanizmusát. Ezzel párhuzamosan látványosan fejlődtek az aktív vetők térképezésére alkalmas geofizikai mérések, a szeizmogén szerkezetek pontosabb azonosítására képes hipocentrum meghatározó eljárások, és új ürgeodéziai módszerek születtek a felszínmozgások nagy pontosságú mérésére. E korszerű ismeretek és technikák szélesebb alapokra helyezik a szeizmikusan veszélyes területek kijelölését.

Ennek szellemében a Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet és a Geomega Kft. – a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal mintegy 206 millió forintos anyagi támogatásával – egy olyan kutatási projektet indított 2019. január 1-jén, amelynek végcélja egy új hazai szeizmotektonikai veszélyeztettségi térkép megszerkesztése volt, amely országos skálán mutatja a fiatal és aktív törésvonalakat, a földrengések eloszlását és fészekmechanizmusát, valamint hazánk földrengés-veszélyeztettség szempontjából legérzékenyebb területeit. Egy ilyen térkép mind a helyi szeizmikus kockázatelemzések, mind pedig az országos léptékű infrastrukturális stratégiai tervezések alapjául szolgálhat.

Az új szeizmotektonikai veszélyeztettségi térkép megszerkesztése érdekében a következő vizsgálatokat végeztük el:

1. A Pannon-régió litoszféra szerkezetének és geodinamikai folyamatainak jobb megértése érdekében – kihasználva az elmúlt években hazánkban és környékén működő sűrű szeizmológiai állomáshálózat nyújtotta lehetőségeket – geofizikai inverziós módszerek alkalmazásával feltérképeztük az S-hullám sebesség 3D eloszlását, valamint a Conrad- és Moho-határfelületek topográfiáját.
2. A térség szeizmicitásának jobb megismerése érdekében az 1996 óta műszeresen detektált földrengések hipocentrumát a legmodernebb egy- és többeseményes helymeghatározó algoritmusokkal pontosítottuk, továbbá az antropogén szeizmikus eseményeket kiszűrjük. A történelmi földrengés katalógus kritikus feldolgozásával egységes momentum magnitúdó skálát hoztunk létre.

3. Új földrengés fészekmechanizmus adatbázist hoztunk létre, melynek segítségével – egyéb feszültségindikátorokkal kiegészítve – meghatároztuk a Pannon-régióban uralkodó kéregfeszültség viszonyokat.
4. Műholdas földmegfigyelések és felszíni GNSS-mérések adatainak felhasználásával feltérképeztük a recens kéregmozgásokat és kéregdeformációt.
5. A felső laza rétegek nagyító hatásának becsléséhez – a projekt keretében végzett új V_{s30} -mérések eredményeinek felhasználásával – megalkottuk az új országos V_{s30} -térképet, amely a felső 30 méter vastag földréteg átlagos S-hullám sebességének földrajzi eloszlását mutatja.
6. Vizsgáltuk a Pannon-medence mély üledékeinek alacsony frekvenciás módosító hatását, aminek mindenekelőtt a nagyobb szerkezetek (hidak, tornyok, magas épületek) földrengésbiztos tervezése szempontjából van jelentősége.
7. A rendelkezésre álló 2-3D szeizmikus adatrendszer, valamint irodalmi adatok felhasználásával megalkottuk az új országos neotektonikai térképet. Ennek egyes elemei és a felfebb említett eredmények (revideált földrengés adatbázis, jelenkori kéregfeszültség és kéregdeformáció, V_{s30} -adatrendszer és térkép) fontos bemeneti adatokat szolgáltatottak a projekt fő célját képező szeizmotektonikai, illetve szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térképekhez.

Jelen zárótanulmány részletesen ismerteti a felsorolt kutatások eredményeit és átfogó útmutatót tartalmaz a mellékletként csatolt térképek használatához, értelmezéséhez.

Az elkészült munkát néhai Prof. Dr. Horváth Ferenc emlékének ajánljuk, akinek kulcsszerepe volt a projekt megszületésében, illetve a nyertes pályázat tudományos háttérének részletes kidolgozásában. Egyik legkedvesebb kutatási témájában – a régió neotektonikus vetőinek térképezésében és elemzésében – halála előtt is igen aktívan dolgozott, így is hozzájárulva a projekt későbbi sikeres megvalósulásához.

2.

A Pannon-medence litoszférájának szerkezete

Szerzők:

2.1. fejezet
Kalmár Dániel¹

2.2. fejezet
Timkó Máté¹
Wéber Zoltán¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

2.1. A földkéreg szerkezete *receiver function* analízis alapján

2.1.1. Bevezetés

A továbbiakban a *receiver function* (röviden RF) angol kifejezést fogjuk használni, mert a magyar fordítása a mai napig vitatott, és a tükörfordítás szerint kapott vevőfüggvény a szeizmológiában másképpen is értelmezhető.

Az RF-ek olyan idősorok, amelyek háromkomponensű szeizmogramokból határozhatóak meg. Ehhez először a ZNE (vertikális, észak, kelet) koordináta-rendszerben lévő szeizmogramokat ZRT (vertikális, radiális, transzverzális) koordináta-rendszerbe forgattuk. Ezt követően iteratív idő tartomány (*iterative time-domain*) dekonvolúció alkalmazásával a radiális komponenst (R) dekonvolváltuk a vertikális komponenssel (Z) és így megkaptuk a radiális RF-eket (*Ligorria és Ammon 1999*). Minden esetben 150 iterációt hajtottunk végre, ami már stabil megoldásokat szolgáltatott. A fentiekhez hasonló elven kiszámoltuk a transzverzális (T) RF-eket is, és ezek kezdeti értelmezését is elvégeztük. Az így kiszámolt radiális és transzverzális RF-ek már jól tükrözik a vevők (szeizmológiai állomások) alatti kéreg struktúráját és geofizikai tulajdonságait. A módszert már használták és kiválóan alkalmazták számos, általunk is vizsgált részterületeken, de ezek a tanulmányok kevesebb állomással és hullámformával dolgoztak, mint amit mi, ezen jelentésben megvalósítottunk. (*Hetényi és Bus 2007; Hetényi et al. 2015; Kalmár et al. 2018, 2019*).

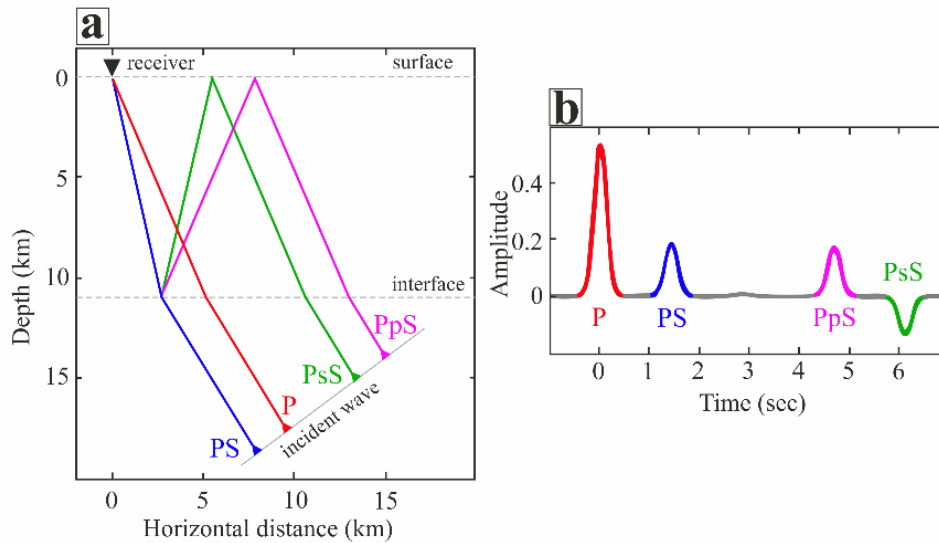
Egy földrengés kipattanása során különböző testhullámok (longitudinális P-hullám és transzverzális S-hullám), valamint felületi hullámok generálódnak. Ezen munkában csak a P-hullámokkal és az ebből számolt RF-vel foglalkoztunk. A P-hullám egy szeizmikus diszkontinuitási határhoz érve S-hullámot is generál és ezt követően már Ps-hullámról beszélünk. Ez a hullám többször is visszaverődhet a felszín és a Moho között, több P-S konverziót eredményezve. Ezek a többszörös fázisok, P RF esetén, beérkezési sorrendben a következők: Ps, PpS és PsS. (2.1.1. ábra)

Jelen tanulmány keretében, a fent említett RF-ek segítségével fogjuk a Pannon-medencére és tágabb környezetére a kérgen belüli diszkontinuitásokat feltérképezni, amelyek vizsgálatára azért volt lehetőségünk, mert soha nem látott állomássűrűség áll rendelkezésre a vizsgált területen.

2.1.2. Állomáshálózat

Az RF-analízis elvégzéséhez hazai és külföldi permanens, valamint ideiglenes állomások szélessávú, háromkomponensű szeizmogramjait használtuk fel. Az 58 darab permanens állomás adatain több ország osztozott, használtunk magyar, osztrák, szlovén, horvát, szerb, román, ukrán, szlovák és cseh hullámformákat is a minél részletesebb leképezés érdekében. Ezen kívül sikerült adatokat kapnunk 13 darab, a Georisk Kft. által működtetett permanens állomásról is. Az ideiglenes állomások adatai több projektbe sorolhatóak, amelyek közül mindhárom véget ért már. A Carpathian Basin Project (CBP) hálózat 2005 és 2007 között működött a Pannon-medence nyugati részén. Ezen hálózathoz jelen tanulmányban 38 állomás került vizsgálat alá. Ezt követően ezen állomásokat áthelyezték és további szeizmográfokat telepítettek a medence keleti részére, ahol 2009 és 2011 között zajlott a South Carpathian Project (SCP). A projektből 54 állomás hullámformáival dolgoztunk. Nem utolsó sorban, használtuk a legfrissebb ideiglenes projekt, az AlpArray hálózat (*Hetényi et al. 2018a*) számunkra szükséges 58 állomását is. Ezen három projekt adatai ma már nyilvánosan elérhetőek a

nemzetközi szervereken. Összességében 221 szeizmológiai állomás adatait használtuk fel a minden eddiginél részletesebb RF-analízis elvégzéséhez. (2.1.2. ábra)

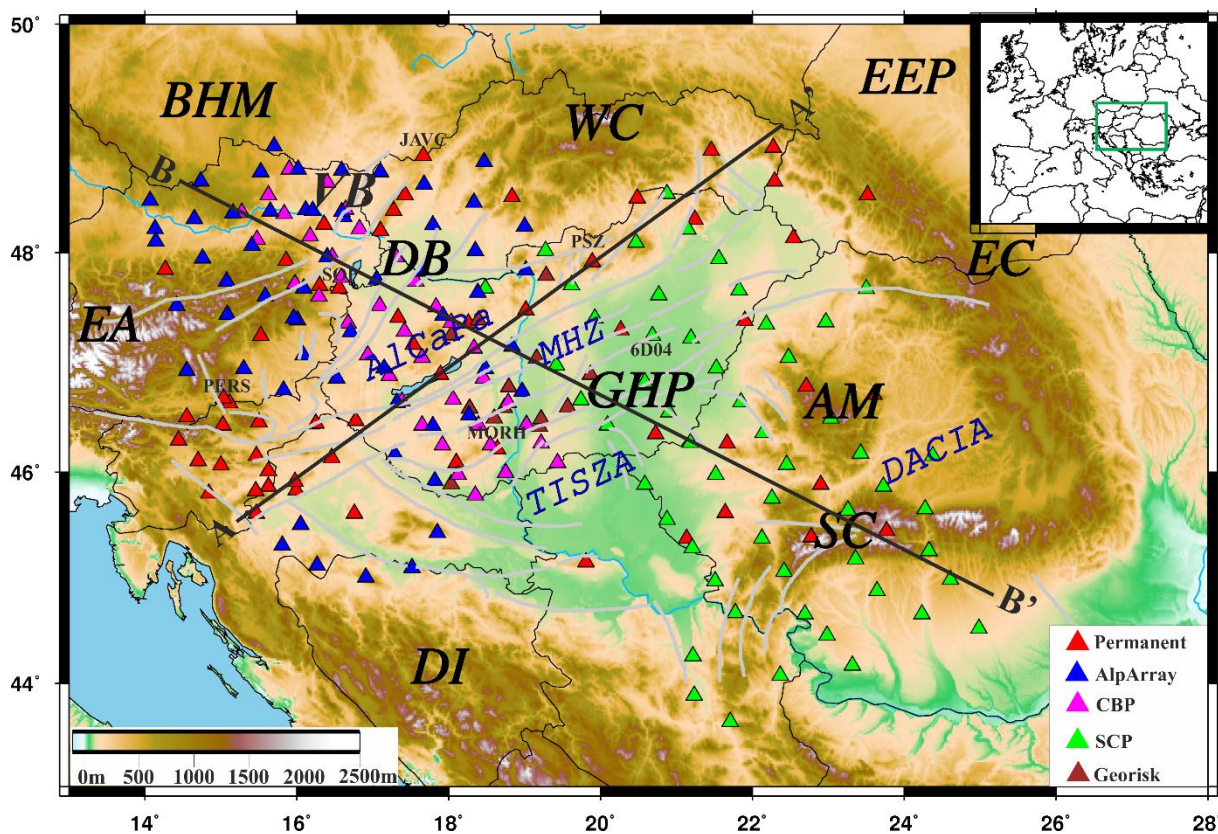


2.1.1. ábra: A baloldali ábrán (a) egy állomás alatti teoretikus kéregmodellt láthatunk, valamint, hogy az egyes hullámok konverziós fázisai hogyan jönnek létre. A jobboldali ábrán (b) egy teoretikus radiális P RF látható, valamint az, hogy a P-hullám és konverziói hogyan jelennek meg ebben az esetben.

Fontos megemlíteni, hogy a vizsgálati idő az egyes állomáscsoportok tekintetében eltérő volt. A permanens és az AlpArray állomások tekintetében a vizsgálati idő vége 2019.03.31. volt. Ez az időpont hivatalosan az AlpArray program vége, ezért ezt választottuk a vizsgálati idő végének. A permanens állomásoknál a vizsgálati időpont kezdte a legtöbb esetben az adott állomás digitális üzembehelyezésének kezdetével esett egybe, ezek közül a legkorábbi a piszkéstetői (PSZ) állomás volt. Az AlpArray projekt keretében a vizsgálati idő 3 év 3 hónap volt, mivel ezen állomások általában 2016.01.01-én kezdtek el hivatalosan adatokat gyűjteni. A CPB és az SCP projektek állomásairól 2 évnnyi adat állt rendelkezésre.

2.1.3. Események kiválasztása

Ahhoz, hogy RF-analízist tudjunk végrehajtani, szélessávú, háromkomponensű, teleszeizmikus földrengésekre van szükségünk. Ezért csak olyan eseményeket választottunk ki, amelyeknek epicentrális távolsága 28° és 95° között volt. A földrengések döntő többsége az ázsiai régióból – Himalája térsége, Indonéz szigetvilág és Japán területéről – származott. A 95° , amely a felső határa az epicentrális távolságnak, azért volt fontos, hogy a Kaliforniában kipattanó eseményeket is figyelembe tudjuk venni az analízis során és így javítsuk a vizsgált földrengések azimutális eloszlását. Másik fontos szempont volt az események kiválasztásánál a magnitúdó-küszöbérték meghatározása. A vizsgálat során az 5,5-ös magnitúdónál nagyobb rengésekkel dolgoztunk, mert ezen határértéknél nagyobb földrengések jel-zaj aránya a legtöbb vizsgált állomáson megfelelő volt. Ezt követően az előzőekben bemutatott állomásokra letöltöttük a 2.1.3. ábrán látható események hullámformáit, amelyeken 0,1 és 1 Hz, valamint 0,1 és 0,5 Hz közti frekvenciaszűrést alkalmaztunk annak érdekében, hogy csak a számunkra szükséges frekvenciákat vegyük figyelembe a további lépésekben.



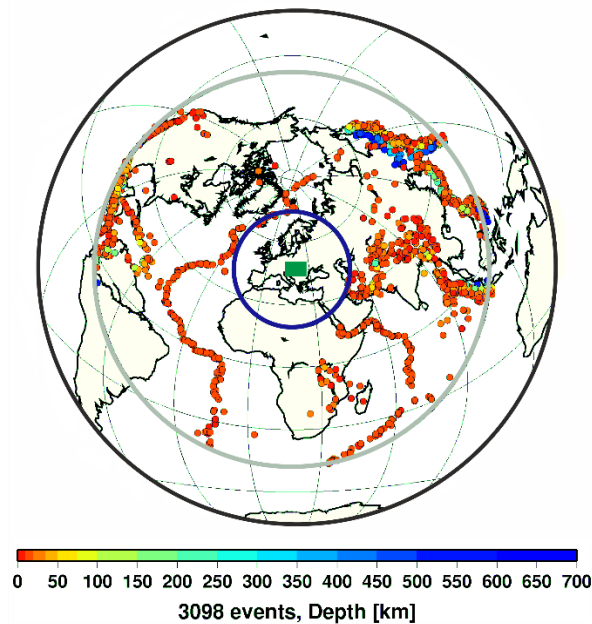
2.1.2. ábra: A felhasznált szeizmológiai állomások a vizsgált területen. A háromszögek színei a különböző típusú állomáshálózatokat jelölik. Rövidítések: AM- Erdélyi-szigethegység; BHM- Cseh-masszívum; DB- Kisalföld; DI- Dinaridák; EA- Keleti-Alpok; EC- Keleti-Kárpátok; EEP- Kelet-európai-síkvédék; GHP- Alföld; MHZ- Közép-magyarországi-zóna; SC- Déli-Kárpátok, VB- Bécsi-medence; WC- Nyugati-Kárpátok. A feliratozott állomások a későbbiekben példaként szolgálnak. Az A-A' és B-B' profil a későbbiekben bemutatott szelvények helyét mutatja. A térképen szürkével jelölt miocén vetőmintázatok Horváth et al. (2015) alapján lettek ábrázolva.

2.1.4. Minőségellenőrzés és RF-analízis

Letöltés után a hullámformákon, a minél dominánsabb, hasznos jel erősítésének érdekében további szűrési eljárásokat (átlag, trend, taper szűrőt) alkalmaztunk. Ezt követően a hullámformákra lefuttattuk az STA/LTA detektort (QC1), amely segítségével kinyertük azokat a valós jellel rendelkező eseményeket, amelyeket a későbbiekben használtunk. A kiválasztott hullámformákon egyfajta jel/zaj arány vizsgálatot (QC2) végeztünk el, annak érdekében, hogy csak a legjobb jel/zaj aránnyal rendelkező események kerüljenek az RF-analízis alá (Hetényi et al. 2018b; Kalmár et al. 2021). Ezt követően a kapott 3 komponensű hullámformákra a bevezetésben leírt módon elvégeztük az RF számításokat. Annak érdekében, hogy a Moho-mélység meghatározása ténylegesen csak a legjobb adatokból történjen, magára a kiszámított RF-ekre is alkalmaztunk egy minőség-ellenőrzési eljárást (QC3) (Kalmár et al. 2021). A hullámformák száma az egyes lépések elvégzése után az 2.1.1. táblázatban látható.

Az így kapott radiális és transzverzális RF-ek már valóban nagyon jó minőségűek, a többszörösök szépen kirajzolódnak, ha azokat adott állomásra összegezzük (stackeljük) vagy a back-azimut (BAZ) függvényében megjelenítjük (2.1.4. ábra). A minőség-ellenőrzési folyamat kidolgozása egy nagyon fontos lépés volt a vizsgált területen számolt RF-ek esetében, mivel az állomások nagy része üledéken

helyezkedik el, ami a zajszintet növeli, de ezen eljárásokkal ezt sikerült eliminálnunk a számításokból. Egyértelműen kijelenthető, hogy az így kapott RF-ek alkalmasak arra, hogy azokból Moho-mélységre vonatkozó információkat nyerjünk ki.



2.1.3. ábra: A felhasznált események epicentrumainak eloszlása. Az események hipocentrum mélység szerint vannak színezve. Összesen 3098 esemény került vizsgálat alá.

Összes hullámforma	QC1 után	QC2 után	QC3 után
454.089	240.828	171.255	31.260

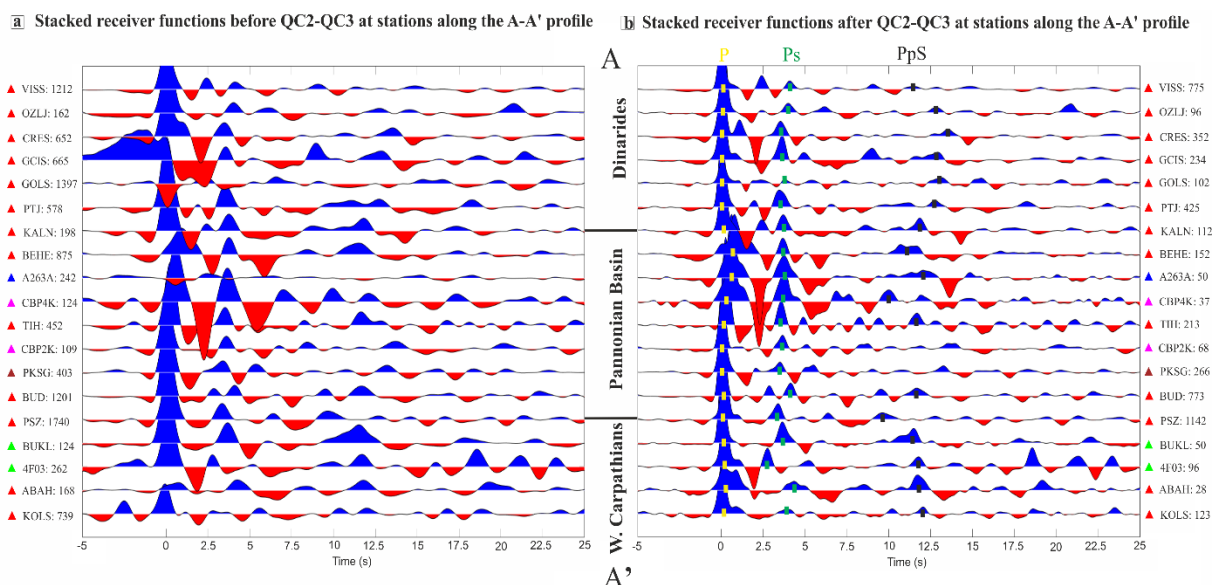
2.1.1. táblázat: A felhasznált hullámformák számának módosulása az egyes minőség-ellenőrzési lépések elvégzése után.

2.1.5. H-K Grid Search módszer

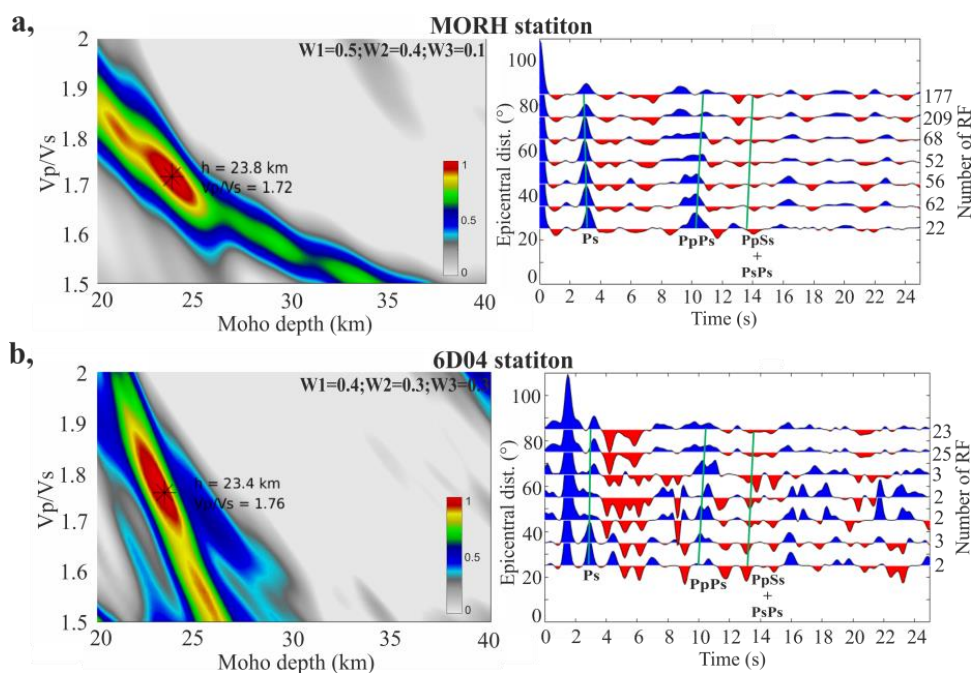
Először a H-K *Grid Search* módszer segítségével határoztuk meg az állomások alatti kéregvastagságot, azaz a Moho-diszkontinuitás mélységét (H), valamint az állomás alatt jellemző V_p/V_s arányt (K) a földkéregre vonatkozóan. A módszert a 2000-es években fejlesztették ki abból a célból, hogy a számított RF-ekből a kéreg szerkezetére és összetételére vonatkozó információkat tudjunk levonni (Zhu és Kanamori 2000). Az egy-dimenziós (1D) módszer az RF-ken található amplitúdó csúcsok beérkezési idejét felhasználva meghatároz egy olyan kétváltozós függvényt, amelynek maximum helye megadja a Moho mélységét és a V_p/V_s arányt (2.1.5. ábra). Ezen módszerben a kezdeti V_p sebességet állomás specifikusan állítottuk be. Továbbá az egyes beérkezési csúcsok súlyozására olyan új eljárást vezettünk be, amely segítségével pontosabb értékeket kaptunk a vizsgált állomások alatt (Kalmár et al. 2019; Kalmár et al. 2021).

A H-K-módszer segítségével az összes állomásra megkaptuk a Moho mélységét. Ezen 1D eredmények nagyon jó kiindulási alapot szolgáltatnak az RF-ek további feldolgozásához, a két-dimenziós (2D) migrációhoz és az S-hullám sebességtér inverzióhoz is. Már ezen 1D módszer segítségével is az eddigiéknél (Grad et al. 2009; Horváth et al. 2015) egy sokkal részletgazdagabb

térképet sikerült előállítanunk. Ez nagyban köszönhető az eddig soha nem látott állomássűrűségnek, adatmennyiségnek és nem utolsósorban a módszer hatékonyságának is. Ezt a 2.1.9. fejezetben fogjuk bemutatni, ahol a térképek részletes összehasonlítására is kitérünk (2.1.13. ábra).



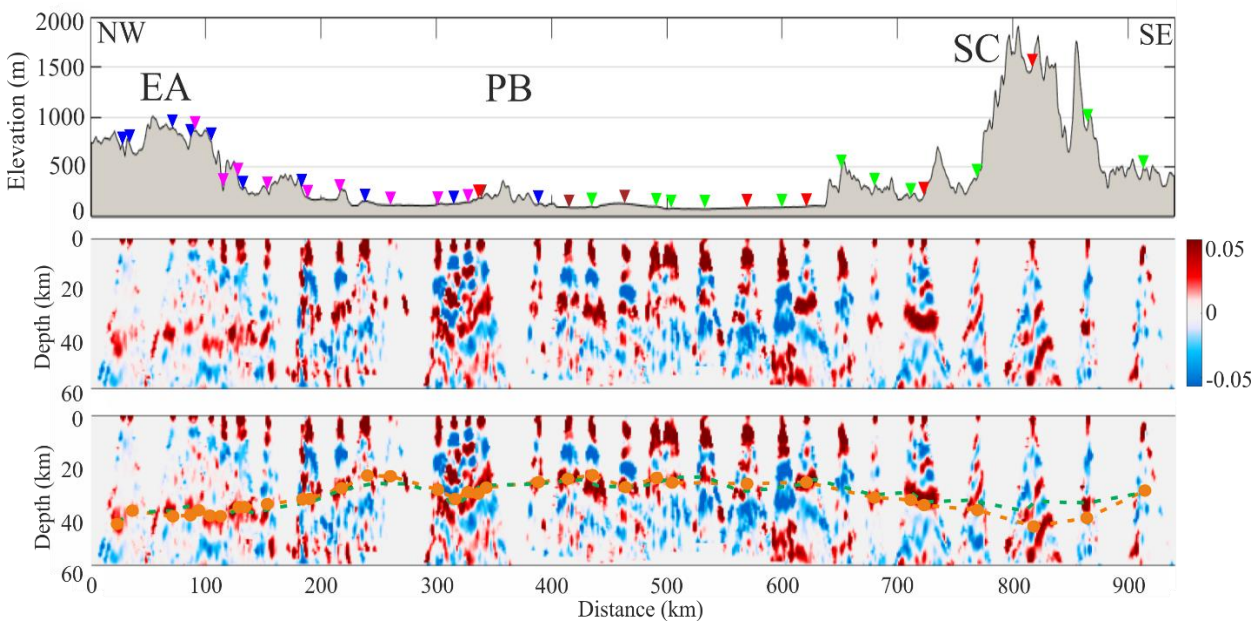
2.1.4. ábra: A radiális stack RF-ek az A-A' profil mentén. A baloldali ábrán (a) a minőség-ellenőrzés előtti, a jobboldali ábrán (b) a minőség-ellenőrzések utáni állapot látható. Megfigyelhető, hogy a QC3 után kapott hullámformák nagyon jó minőségűek, mivel azokon a többszörösök is tisztán detektálhatók.



2.1.5. ábra: A H-K Grid Search módszer eredménye a) a MORH (Mórág, kemény kőzetek elhelyezkedő) permanens, és b) a 6D04 (üledéken elhelyezkedő) ideiglenes szeizmológiai állomáson. A baloldali ábrán látható a kapott Moho-mélység értéke és a V_p/V_s arány, valamint a csúcsok súlyozásához használt számszerű értékek. A jobboldali ábrán a módszerhez felhasznált radiális RF-ek (megjelenítve az egyes többszörösök helyei) epicentrális távolság szerint rendezve.

2.1.6. CCP-migráció

Annak érdekében, hogy a H-K grid search módszerből kapott Moho-mélység eredményeket validáljuk, elvégeztük a közös mélységpontos (CCP) migrációt is (Zhu 2000). Ehhez 1D lokális sebességmodellt használtunk (Gráczér és Wéber 2012). Annak érdekében, hogy a konverziók a helyes mélységbe kerüljenek, üledékes korrekciót alkalmaztunk (Kalmár et al. 2019). Erre azért volt szükség, mert a vizsgált terület nagy része vastag üledékekkel borított. Ehhez a legfrissebb neogén aljzat térképet (Balázs et al. 2018) használtuk. Az üledékes korrekciót követően a Ps-konverziók megfelelő mélységtolással, valós helyükre kerültek. A 2.1.6. ábra mutatja a CCP-migrációval kapott szelvényt az B-B' vonal mentén. Láthatjuk, hogy a H-K grid search módszer (narancssárga szaggatott vonal) és a CCP-migráció (zöld szaggatott vonal) nagyon jó egyezést mutat. Ezen keresztmetszvény egyértelműen mutatja a kéreg kivékonyodását az orogénektől a Pannon-medence belseje felé haladva. Továbbá, ez a szelvény mélyebb Moho-mélység értékeket (34 és 43 km) mutat a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok alatt, ahol az utóbbi hegység gyökérvonala is tisztán látható. Az 2.1.6. ábra és a fent leírtak alapján kijelenthetjük, hogy két független módszerrel hasonló Moho-mélység eredményeket kaptunk. Ezen eredmények kiváló kezdeti, kéregvastagságra vonatkozó keresési paraméterei lehetnek az állomásonkénti *Neighbourhood Algorithm* (NA) inverziós procedúrának (lásd később).

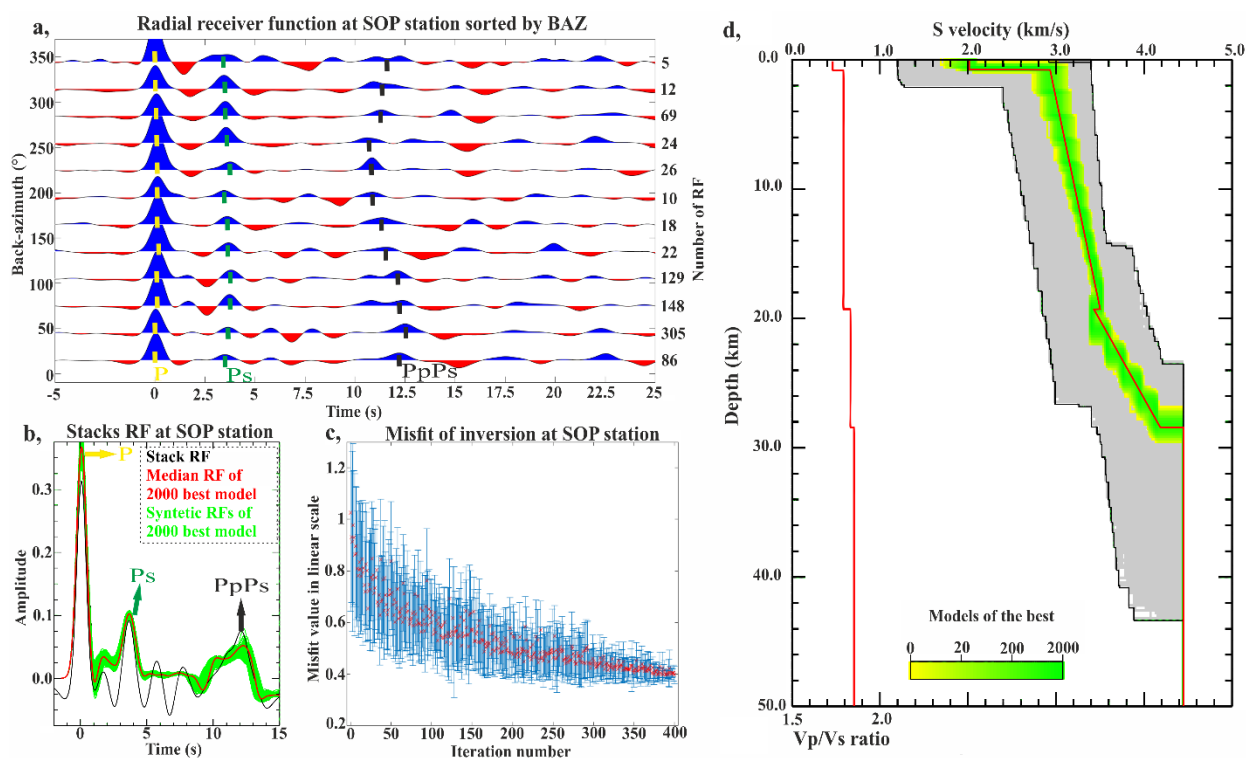


2.1.6. ábra: A migrált Ps RF keresztmetszévénye az B-B' vonal mentén (Keleti-Alpokról a Déli-Kárpátokig). A felső ábra mutatja a topográfiát és a szeizmológia állomások elhelyezkedését a profil felett. Az alsó ábrán látható a migráció értelmezett eredménye. A narancssárga szaggatott vonal mutatja a H-K grid search módszerből kapott eredményeket, a zöld szaggatott vonal pedig a CCP-migrációból kapottakat.

2.1.7. Inverzió és interpoláció

Az előző fejezetekben bemutatott módszerek elvégzése után minden rendelkezésre állt ahhoz, hogy elvégezzük a nemlineáris RF-inverziót, amely az eddigieknél sokkal pontosabb képet ad a kéreg szerkezetére a vizsgált terület alatt. Az inverzióhoz a széles körben elterjedt NA (Neighbourhood Algorithm) algoritmust (Sambridge 1999) használtuk, amelyet állomásonként végeztünk el. Összesen

212 darab állomásra tudtuk elvégezni az inverziót a vizsgált területen. Minden állomás esetében 3-réteges (üledékes réteg, felső és alsó kéreg) modellt használtunk a fixált köpeny féltér felett, vagyis ezeknek a geofizikai tulajdonságait kerestettük az NA-algoritmussal. Az inverziós procedúra előre definiált tartományokban keresi az egyes rétegek vastagságát és a V_p/V_s arányát, valamint az S-hullám sebességeket a rétegek tetején és alján. A kezdeti keresési tartományok beállítása (minden állomásra külön-külön) egy nagyon fontos feladat volt annak érdekében, hogy valós információkat kapjunk az inverzióból. A kezdeti Moho-mélységre és V_p/V_s arányára vonatkozó értékek a H-K grid search módszer eredményei alapján lettek beállítva. A további paraméterek keresési határai előző tanulmányokból lettek kinyerve (Sumanovac 2010; Janik et al. 2011; Ren et al. 2013; Simonova et al. 2016). Úgy gondoltuk, hogy ezen tanulmányok megfelelő szélességgel lefedik a keresési tartományokat és az összes lehetséges eshetőséget tartalmazzák.



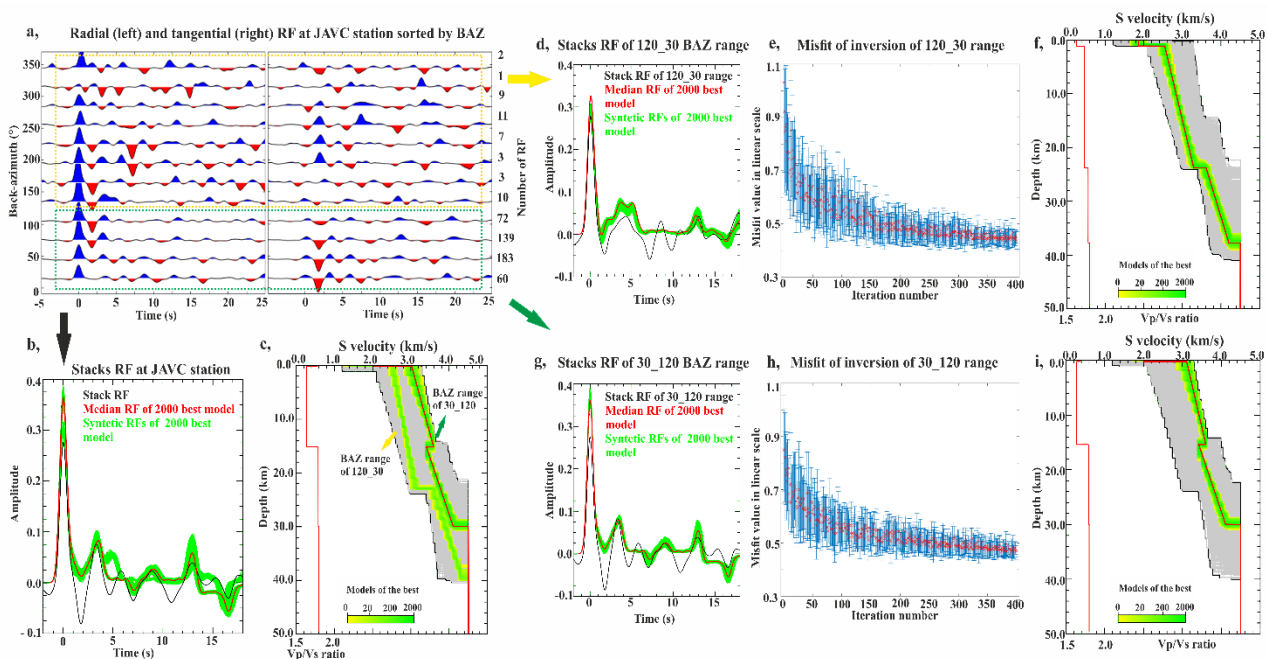
2.1.7. ábra: RF inverzió a SOP (Sopron) állomáson. Ebben az esetben nem volt szükség BAZ szerinti csoportosításra, mivel a Ps beérkezések közel azonosak. (a) Radiális RF-ek BAZ szerint rendezve (30° -os „rekeszekbe”). (b) A valós (fekete), a szintetikus medián modell (piros) és a legjobb 2000 modell (zöld) hullámformáinak illeszkedése. Jól látható, hogy a fő csúcsban és a többszörösöknél az illeszkedés nagyon jónak tekinthető. Az RF frekvencia tartománya 0,1-0,5 Hz között lett beállítva (c) Misfit értékek (piros csillag) alakulása az egyes iterációs lépésekben. Az iterációs szám növekedésével a misfit értéke csökken. (d) Az S-hullám sebesség és V_p/V_s arány eredménye az 1D NA-inverziónak. A zöld tartomány reprezentálja az inverzió 2000 (10 %) legjobb modelljét. A piros vonal a medián modellt reprezentálja.

Az NA-inverzió esetében sok inverziós paramétert (iterációs szám, minták és újramintavételezett minták száma az egyes iterációs lépésekben) és stack RF-időablakot teszteltünk. Minden állomás esetében 30 s stack RF-időablakot használtunk és 20.000 modellt számoltunk ki. Ez a szám az RF inverziós procedúrák esetében átlagosnak tekinthető és elég széles tartományban írja le a modellteret, amire a probléma megoldásához szükségünk van. Végeredményként pedig a medián modellt

használtuk. Ez a medián modell kiváló reprezentálója volt a 2000 legjobb modellnek, ami az összes számított modell 10%-a (2.1.7b,d ábra).

Annak érdekében, hogy megtaláljuk az inverzió megbízhatósága szempontjából optimális frekvencia tartományt, három különböző frekvencia sávot vizsgáltunk (0,1-0,5; 0,1-1 és 0,1-2 Hz) Ezek közül a legjobb jel/zaj arányt a 0,1-0,5 Hz-es tartomány szolgáltatta, minden állomás esetében ezt használtuk.

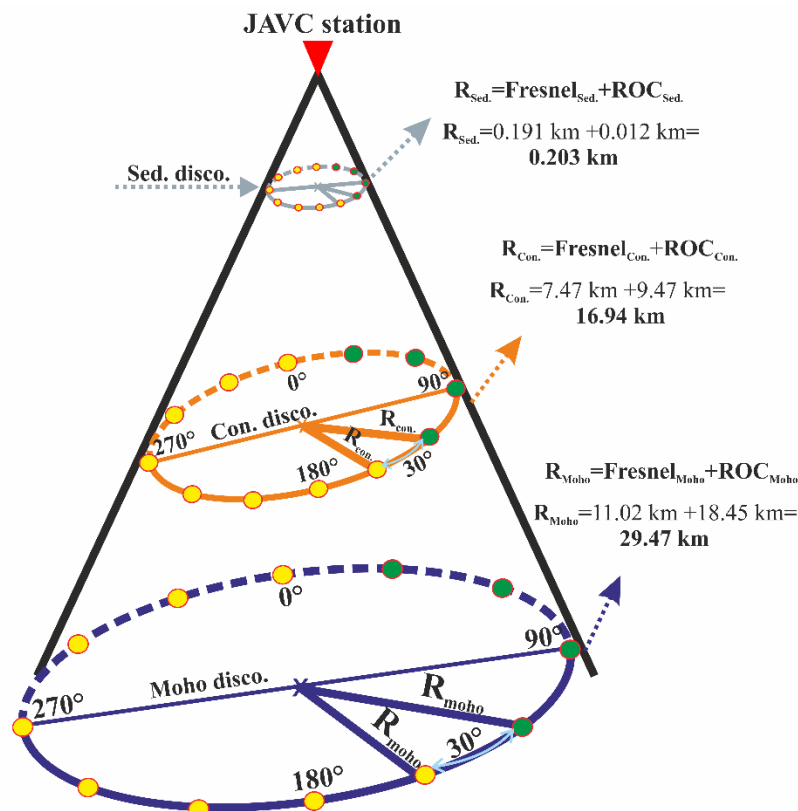
Több állomás esetén is tapasztaltuk, hogy a radiális RF-ek BAZ szerinti rendezésre során a Ps-csúcsok különböző irányokból más időben érkeztek be (2.1.8a ábra). Tehát voltak olyan állomások, amelyek adatait egyben lehetett stackelni (2.1.7. ábra) és voltak olyanok, amelyek esetében külön kellett stackelni az egyes iránytartományokat (2.1.8. ábra). Legtöbb esetben ilyenkor egy állomáshoz két stack RF tartozott, de volt olyan állomás is, ahol három stack RF írta le jól az állomás alatti kéregstruktúrát. A 2.1.7. ábra mutatja a SOP állomáson elvégzett inverziót, ezen esetben nem volt szükség BAZ szerinti csoportosításra A 2.1.8. ábra pedig a JAVC-állomás NA-inverzióját mutatja, ahol BAZ szerinti csoportosításra volt szükség.



2.1.8. ábra: A RF inverzió a JAVC-állomáson. Ebben az esetben szükség volt BAZ szerinti csoportosításra. Két csoportot határoztunk meg. Az első 120-30° (sárga négyzet), a második csoport pedig 30-120° (zöld négyzet) között került definiálásra. (a) Radiális és transzverzális RF-ek BAZ szerint rendezve (30°-os „rekeszekbe”). (b) A valós (fekete), a szintetikus modellek mediánja (piros) és a legjobb 2000 modell (zöld) hullámformáinak illeszkedése. (c) Az S-hullám sebesség és Vp/Vs arány eredménye az 1D NA-inverzióknak az állomás teljes adatrendszeréből kapott stack RF-re. A zöld tartomány reprezentálja az inverzió legjobb 2000 (10 %) modelljét, a piros vonal a medián modellt. (d)-(e)-(f) Az inverzió eredménye az első csoportnak, (g)-(h)-(i) pedig a második csoportnak. Az ábraleírás ugyanaz, mint ami a 2.1.7. ábrán került bemutatásra.

A fenti inverziós feladatok elvégzése után szükség volt egy interpolációs eljárás kidolgozására annak érdekében, hogy a kapott 1D eredményeket ki tudjuk terjeszteni három dimenzióba. Erre a feladatra megalkottuk a *Natural Neighbour Cone Interpolation* (NNCI) eljárást (2.1.9. ábra). A módszer lényege, hogy az interpoláció a legközelebbi szomszédok módszerének „natural” típusával

zajlik (Amidror 2002), mégpedig úgy, hogy az állomás alatt a tér leírása egy kúpként történik. A kúpban található 3 határfelület sugarát a Fresnel-zóna és az S-hullám legnagyobb beesési szöge határozza meg. Az egyes S-hullám sebességprofilok 30°-ként lettek elhelyezve a kúpban, így kezelhető az adathiány, valamint akár a rétegek dőlése is (ha egy állomás alatt történt BAZ szerinti csoportosítás). Az NNCI-eljárás lehetővé tette, hogy az egyes diszkontinuitásokat együtt kezeljük, méghozzá úgy, hogy a különböző kúpok határfelületei közti interpoláció a lehető legkevesebb közelítést tartalmazza.



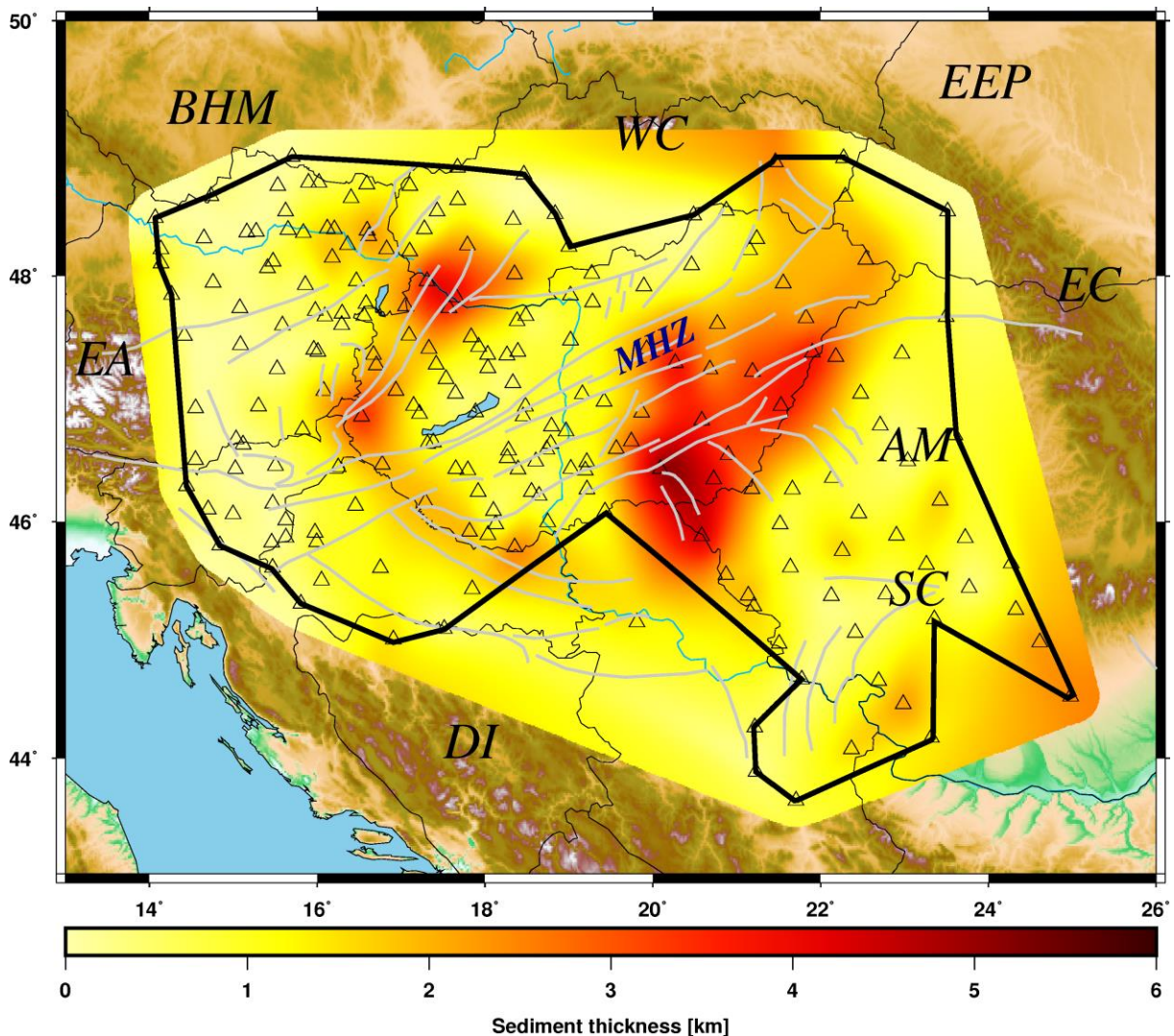
2.1.9. ábra: Az NNCI-eljárás módszertana a JAVC-állomáson szemléltetve. Három határfelületet határoztunk meg (Sed, Con, Moho). Jobb oldalon az egyes körök sugarai és azok számításai láthatóak. A körök kerületén 30°-onként helyezkednek el a fix pontok, amelyek jelen esetben mindenhol tartalmaznak adatot. A kis zöld körök (30-120° közötti BAZ tartomány) és a kis sárga körök (120-30° közötti BAZ tartomány) reprezentálják az adatokat, jelen esetben a JAVC-állomásra meghatározott 2 csoportból. Ha nincs adat valamelyik irányból, akkor ott a körök üresek. Ez a fajta eljárás hasonló volt minden állomás minden határfelületére.

2.1.8. A diszkontinuitás térképek bemutatása

Az alábbiakban bemutatjuk az egyes határfelületekre kapott mélységtérképeket (Kalmár et al. 2021). Ezen eredmények egységes adatrendszerből készültek, azonos elven elvégzett RF-analízissel, inverziós és NNCI-eljárással. A térképek létrejöttét nagyban segítette az egységes állomáslefedettség, amely a régebbi időkben még nem állt rendelkezésre a vizsgált területen. Fontos megjegyezni, hogy az egyes térképeken a színskála ugyanaz, de határai változnak annak függvényében, hogy mely mélységtartomány jellemző az adott diszkontinuitásra.

2.1.8.1. Üledékvastagság térkép

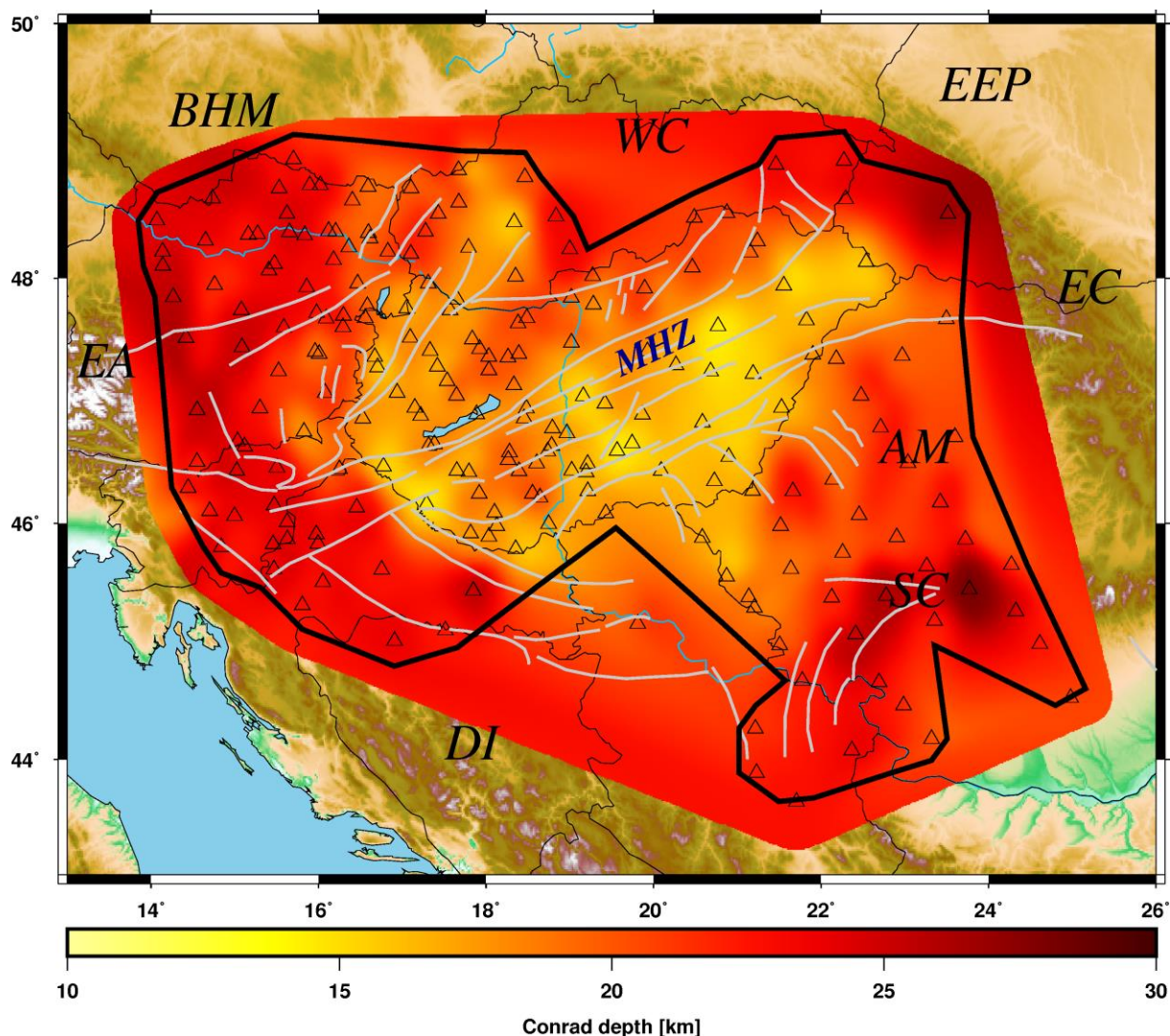
A kapott üledékvastagság térkép szépen kirajzolja azon területeket (Alföld, Kisalföld), amelyek vastagabb üledékekkel fedettek (2.1.10. ábra). A térkép nagyon jó egyezést mutat az előző üledékes térképekkel, amelyek reflexiók szeizmikából és mélyfúrási adatokból lettek meghatározva (Horváth *et al.* 2015; Balázs *et al.* 2018). Mivel a mi módszerünk a fiatal, konszolidálatlan üledék leképezésére alkalmas, ezért természetesen a vastagabb üledékes részeken vannak eltérések. A mi térképünkön a legmélyebb részek (5-6 km) az Alföld déli részén és a Kisalföld északi részén találhatóak. Továbbá a Pannon-medence délnyugati része, valamint a Bécsi-medence is viszonylag vastag (2-3 km) üledékekkel rendelkezik. Nem meglepő módon az üledékek hiánya a hegységek területén figyelhető meg.



2.1.10. ábra: Az interpolált üledékvastagság térkép, amely a NNCI-algoritmussal készült. A fekete vonalon belüli terület az, amely megbízható eredményeket szolgáltat.

2.1.8.2. Conrad-mélység térkép

A Conrad-mélység térkép megalkotása azért volt fontos a terület alatt, mert ilyen térkép eddig még nem volt elérhető a Pannon-medencére és tágabb környezetére (2.1.11. ábra). Az általunk meghatározott első Conrad-mélységtérkép szerint a Conrad-diszkontinuitás sekélyebb (12-16 km) az üledékes medencék alatt és mélyebb (24-28 km) a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok környezetében.



2.1.11. ábra: Az interpolált Conrad-mélység térkép, amely a NNCI-algoritmussal készült. A fekete vonalon belüli terület az, amely megbízható eredményeket szolgáltat.

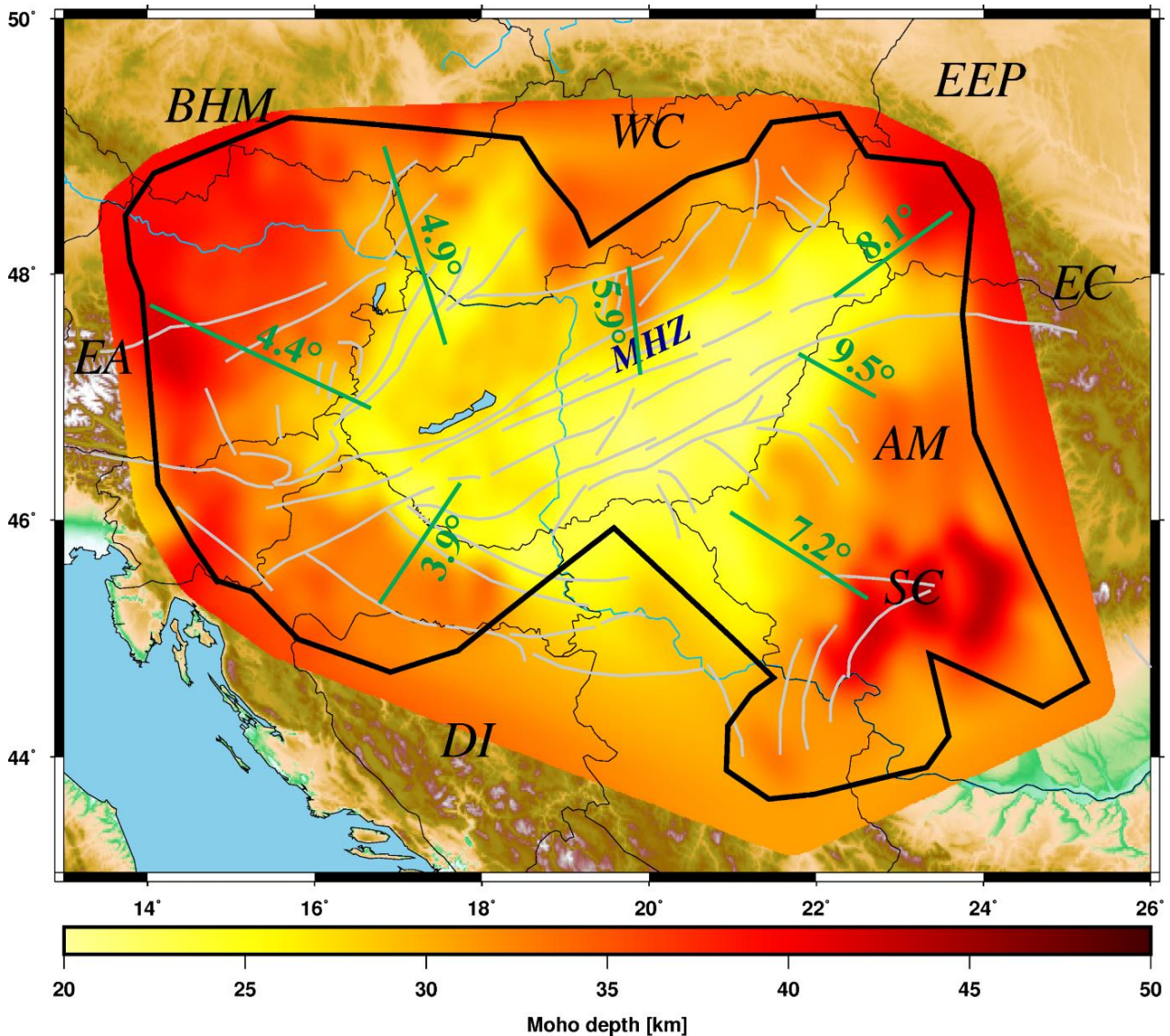
2.1.8.3. Moho-mélység térkép

A kapott Moho-mélység térkép sokkal részletgazdagabb és területileg is jobban lefedett, mint az eddig elterjedt, Horváth *et al.* (2015) által szerkesztett térkép, továbbá jobban mutatja a lokális változásokat is (2.1.12. ábra). Ez egyértelműen az eddig nem látott állomássűrűségnek és az újfajta (NNCI) interpolációs módszernek köszönhető. A Moho-diszkontinuitás sekélyebb (20-26 km) az üledékes medencék alatt, a medence belsejétől kifelé haladva mélyül (28-33 km) figyelhető meg az Erdélyi-szigethegység, Északi-középhegység és Dunántúli-középhegység alatt. A legvastagabb (40-45 km) kéreg a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok vonulatai alatt található.

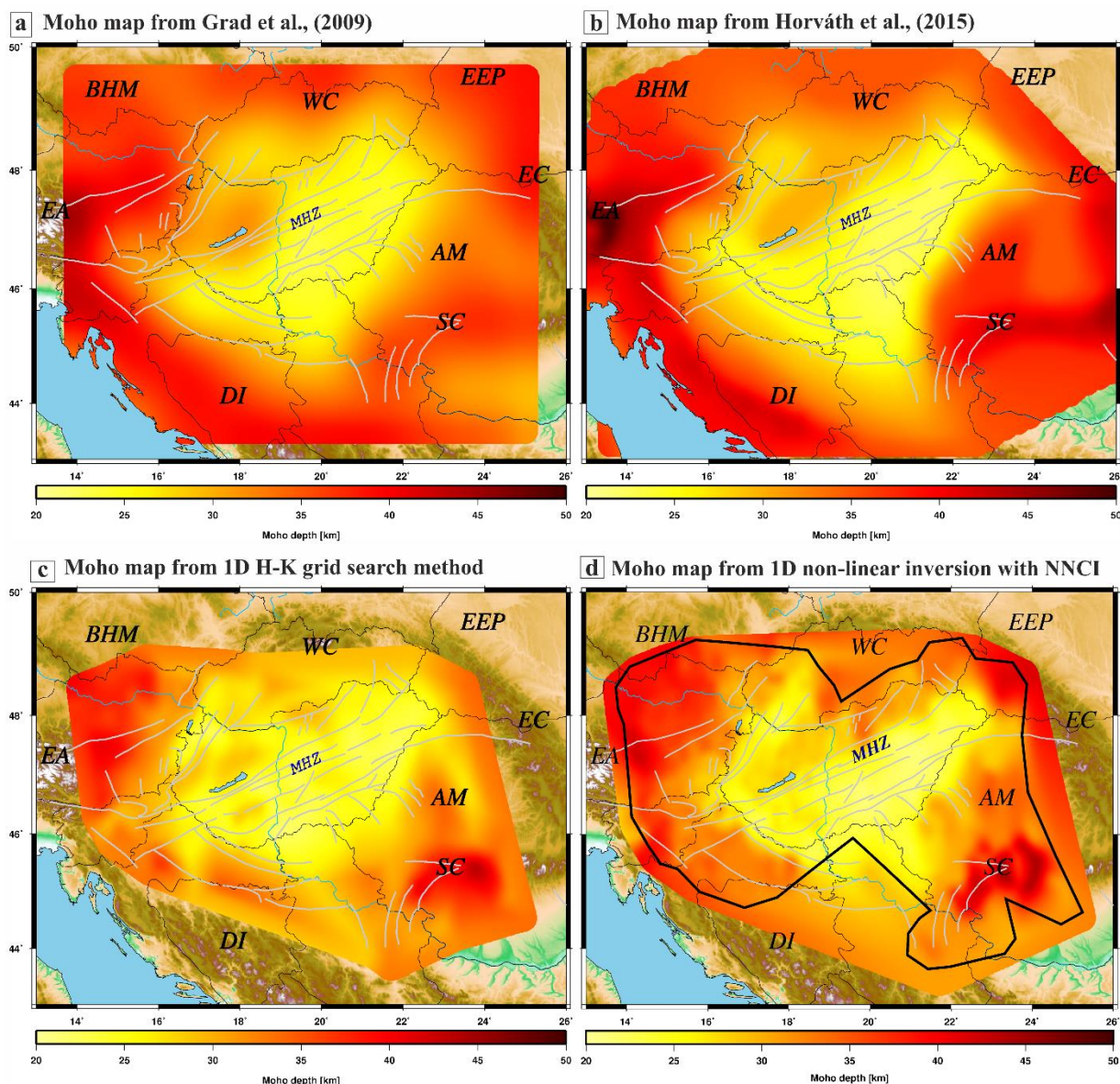
2.1.9. Moho-mélységtérképek összehasonlítása

A 2.1.13. ábra a Moho-mélységek összehasonlítását mutatja a két legutóbbi publikációból (Grad *et al.* 2009a; Horváth *et al.* 2015b), az 1D H-K-módszerből (c) és az NA-inverzióból kapott eredmények NNCI-vel történő megjelenítésével (d). Mindkét korábbi tanulmány aktív/passzív szeizmikus és gravitációs adatokat használt a Moho-mélység meghatározásához. Valamint tudjuk, hogy Grad *et al.* (2009) lineáris interpolációval határozta meg a térképét. Ezekből a korábbi vizsgálatokból hiányzott

az egységes adatlefedettség és nem rendelkeztek a jelen tanulmány térbeli felbontásával. Ezek a térképek nagy homogenitást mutatnak a Pannon-medence központjában (22–27 km) és a hegyvidéki régiókban (35–40 km). A H-K-módszer segítségével számított Moho-mélység térkép hagyományos interpolációs eljárással is már sokkal részletgazdagabb, mint az előző két térkép. A legmegbízhatóbb és legrészletesebb képet adó NA-inverzió és NNCI-interpoláció eredményei szerint a kéreg vastagsága 20 és 26 km között változik az üledékes medencékben. A legsekélyebb részek a Bécsi-medence alatt (25 km) az AICaPa egységben és az Alföld alatt (22,5) a Tisza-Dacia-egységben találhatóak, ahol a miocén extenziós fázis a legnagyobb hatását fejtette ki (Kalmár *et al.* 2021).



2.1.12. ábra: Az interpolált Moho-mélység térkép, amely a NNCI-algoritmussal készült. A fekete vonalon belüli terület az, amely megbízható eredményeket szolgáltat. A zöld számok a Moho-dőlés (°) értékeket mutatják a medence központi része és a környező orogének között (2.1.10.1. fejezet). A Pannon-medence kérgének kivastagodása az orogének felé haladva egyértelműen megfigyelhető. A térképen a fontosabb átmeneti zónákra koncentráltunk, ahol a dőlés értéke biztosan nagyobb, mint a medence központi részein.



2.1.13. ábra: A területre kapott Moho-mélység térképek. (a) Grad et al. (2009); (b) Horváth et al. (2015); (c) H-K grid search eredmények interpolációja (Kalmár et al. 2021); (d) NA-inverziós eredmények NNCI-interpolációval (Kalmár et al. 2021).

Általánosságban elmondható, hogy az AlCaPa valamivel nagyobb kéregvastagságot mutat, mint a Tisza-Dacia vagy a Közép-Magyarországi-zóna, de éles határ nem figyelhető meg ezen egységek között. Ebből arra következtethetünk, hogy a miocén kiterjedés és az ezzel összefüggő felső kéreg rideg törései és az alsó kéreg duktilis deformációja hasonló mechanikai egyensúlyt eredményeztek (Hetényi et al. 2015). A kéreg-köpeny határ a Dunántúli-középhegység (27,5-30 km), az Északi-középhegység (27,5-33) és az Erdélyi-szigethegység területén (30-35) is részletgazdagabb képet mutat. A legvékonyabb alsó kéreg a fő üledékes depocentrumok alatt található (5-6 km; 2.1.10. ábra). Továbbá a Dunántúli-középhegység keleti, felső kéregtörés nélküli része hasonlóan alacsony alsó kéregvastagság értékekkel rendelkezik, ami a Pannon-medence extenziója során kisebb kéreg kivékonyodásra utal. Általánosságban elmondható, hogy a Pannon-medence nyugati peremén az Alpési és Dinári szegély felé kisebb a kéregvastagság gradiens értéke, mint a keleti peremeken az Erdélyi-szigethegység vagy a Déli-Kárpátok felé (lásd a 2.1.12. ábrán). Végül látható, hogy a

Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok legvastagabb kerge 40 és 45 km között van, így a Moho valamivel mélyebbre került, mint a korábbi vizsgálatokban. A legnagyobb kéregvastagság gradiens a Pannon-medence keleti részén a legkiterjedtebb, az Alföld és a Keleti- és Déli-Kárpátok között figyelhető meg, ahol a miocén kollízió következtében vastag orogenikus kéreg alakult ki (*Kalmár et al. 2019*).

2.1.10. Kéregdőlés és anizotrópia

Az előzőekben csak a radiális RF-ekről beszéltünk, azokat vizsgáltuk. Azonban mindenképpen fontos szót ejteni a transzverzális komponensekben rejlő potenciáról is, amely a kéreg dőlésére és anizotrópiájára szolgálhat új információkkal. Jelen fejezetben bemutatjuk a Moho-dőlés értékeit a Pannon-medence átmeneti zónáiban, amelyeket a radiális RF-ekből számoltunk ki. Továbbá prezentáljuk a Moho-dőlés és kéreg anizotrópia jellemző irányait, amelyekhez az RF-ek transzverzális komponenseit vizsgáltuk meg.

2.1.10.1. Moho-dőlés radiális RF-ből

A kidolgozott interpolációs módszernek köszönhetően (2.1.7. fejezet) lehetőségünk nyílt arra, hogy kvantitatívan megadjuk a Moho-dőlésre vonatkozó értékeket a Pannon-medence és a környező orogének között (*Kalmár et al. 2021*). Ehhez az alábbi egyszerű trigonometrikus összefüggést használtuk fel:

$$d = \sin^{-1} \frac{|Moho_1 - Moho_2|}{s}$$

ahol d a Moho-dőlésre kiszámolt szög; \sin^{-1} az inverz szinusz függvény; $Moho_1$ a kéreg-köpeny határ mélysége (km) az első vizsgálati pontban; $Moho_2$ a kéreg-köpeny határ mélysége (km) a második vizsgálati pontban; s pedig a távolság (km) a $Moho_1$ és $Moho_2$ között.

Az újfajta interpolációs módszer kidolgozása azért is volt fontos, hogy lássuk, hol szignifikáns a Moho topográfiája a vizsgált terület alatt. Egyértelműen megállapítható a Moho dőlése a Pannon-medence központi részétől a környező orogének felé, de ennek nagysága különböző az egyes átmeneti zónákban (2.1.12. ábra).

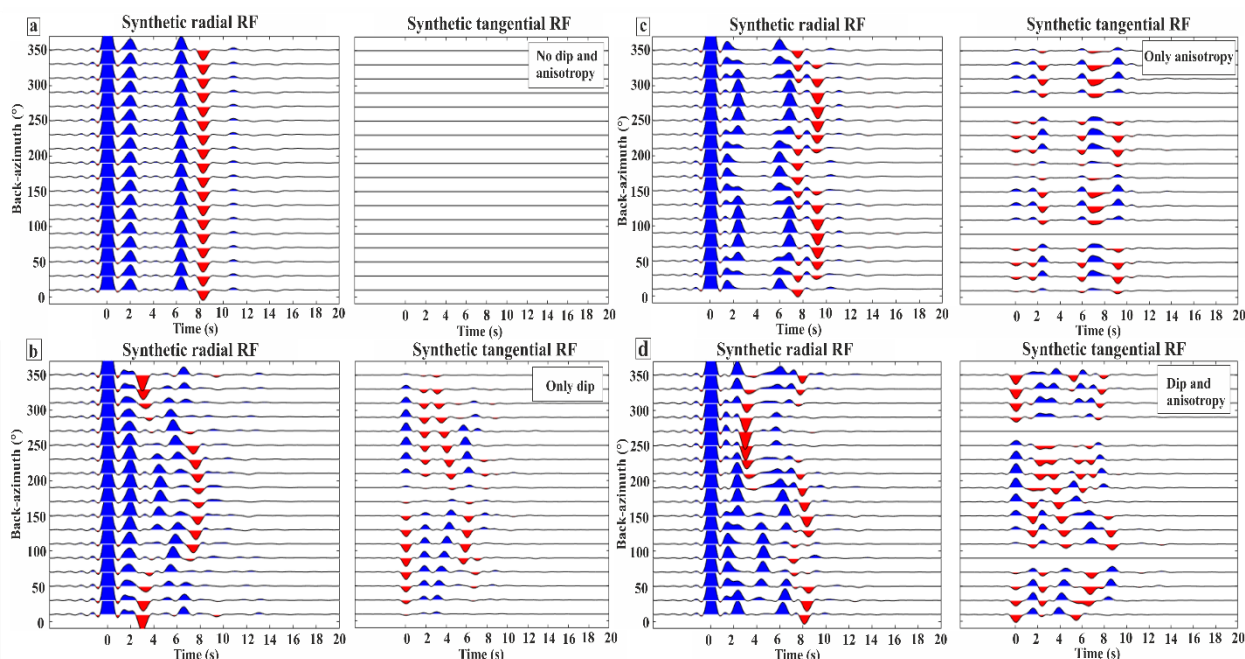
Az extenzióra és izosztáziára vonatkozó kutatások egyértelműen alátámasztják a vizsgálatunk által kapott eredményeket (*Balázs et al. 2018*). A legnagyobb Moho-dőlésre vonatkozó szögek az Erdélyi-szigethegység és a Déli-Kárpátok irányában figyelhetőek meg ($\sim 8^\circ$). Ebben az átmeneti zónában a Moho-dőlés nagysága kb. kétszer nagyobb, mint a Keleti-Alpok és a Dinaridák peremterületein ($\sim 4^\circ$). Ez egyértelműen a Pannon-medence extenziójának és a szubdukciós zónák (pl. Vrancea szeizmikus területei) húzó hatásának tudható be, amely az alföldi területeken (Tisza-Dácia-egység) a kéreg nagyobb mértékű kivékonyodását eredményezte, mint a Pannon-medence nyugati részén (AlCaPa-egység). A folyamat hatása a Pannon-medence átmeneti zónáinak kéreg-vastagságán is megfigyelhető (*Kalmár et al. 2019*). A kapott, számszerű Moho-dőlésre vonatkozó értékek nagyon fontos kiinduló pontok lehetnek a geofizikai numerikus modellezésekben, valamint a geológiai értelmezéseket és modell építéseket is nagyban elősegítik. Ezen tanulmányig csak a dőlés iránya volt ismert, konkrét értékeket most sikerült először meghatározni szeizmológiai mérések felhasználásával (*Kalmár et al. 2021*).

2.1.10.2. Transzverzális RF-ek tulajdonságai

A dekonvolúció után kapott transzverzális RF-ek tanulmányozásával lehetőségünk van vizsgálni a Moho-diszkontinuitás dőlését és a kéreg transzverzális anizotrópiájának irányát. Abban az esetben,

ha a Moho vízszintes és nincs anizotrópia a kéregben, akkor az RF-ek transzverzális komponense zérus értéket vesz fel (Levin és Park 1997) (2.1.14a ábra). A valóságban ez a verzió általában nem áll fenn, ilyenkor a transzverzális komponensek is tartalmaznak energiát (Savage 1998).

Ahhoz, hogy a transzverzális komponensekből megbízható információt tudjunk kinyerni, teljes BAZ szerinti lefedettségre van szükség. Ezért ott tudunk Moho-dőlésre és kéreg anizotrópiára irányokat számítani, ahol nagy mennyiségű és jó eloszlású adatok álltak rendelkezésre. Ennek szemléltetésére egy szintetikus adatsort állítottunk elő, amelyből az alábbi következtetések vonhatóak le (2.1.14. ábra).



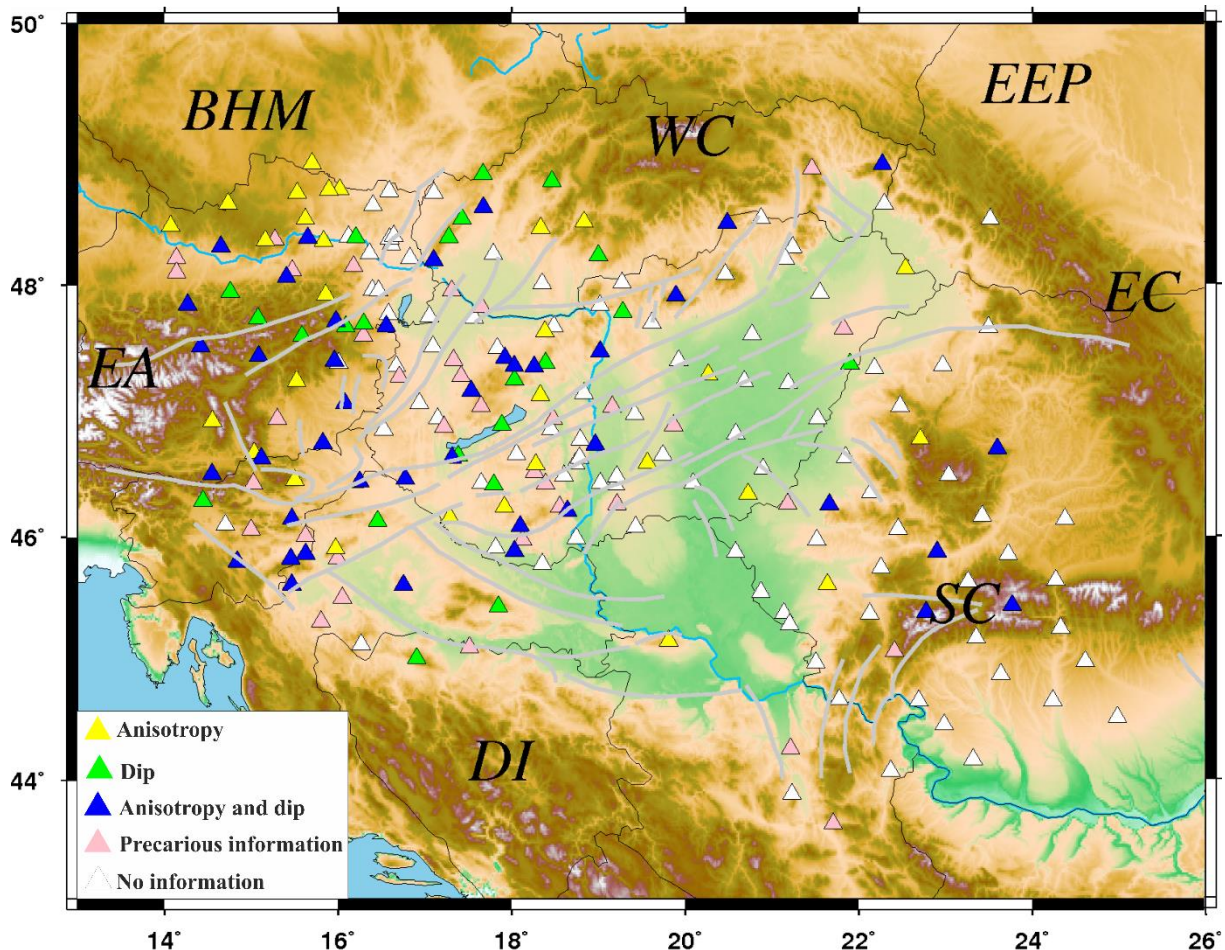
2.1.14. ábra: Az ábrákon szintetikus radiális (bal oldal) és transzverzális (jobb oldal) RF-eket láthatunk különböző kéregjellemzők figyelembevételével. Az (a) esetben izotróp közegben vagyunk, ahol 20 km-es mélységben van egy vízszintes diszkontinuitás. A (b) esetben a dőlést modelleztük, ezért itt a diszkontinuitás dél irányú, 20 fokos dőlésre lett beállítva, itt a 2π szerinti periodicitás tisztán kirajzolódik. A (c) esetben a diszkontinuitás felett 20%-os transzverzális anizotrópia lett beállítva, itt egyértelműen π szerinti periodicitás figyelhető meg. A (d) esetben pedig azt az esetet modelleztük, mikor a két hatás együttesen fordul elő a vizsgált kéregben.

Először a transzverzális komponenseken megtalálható, Moho-dőlésre vonatkozó irányokat kerestük meg (2.1.14b ábra). Ebben az esetben 2π periodicitásokat kellett keresnünk, ezért van szükség a teljes BAZ szerinti lefedettségre. Ha ez nem áll fent, akkor a pontos dőlés irány nem határozható meg transzverzális komponensből. Ahol az amplitúdó közel 0-ra csökken, az a réteg dőlésiránya (Frederiksen and Bostock 2000).

Amikor a transzverzális anizotrópia irányát vizsgáltuk, az amplitúdó polaritás váltás periodicitása π (Cassidy 1992; Levin et al. 2008) (2.1.14c ábra). Ez azt jelenti, hogy 180°-os BAZ lefedettségre minimum szükség van annak érdekében, hogy érdemi információval szolgáljunk az irányokról. Tehát ezek alapján, ahol dőlést tudunk vizsgálni, ott anizotrópiát is, mert az adatok BAZ szerinti lefedettsége ezt lehetővé tette (2.1.14d ábra).

2.1.10.3. Transzverzális RF-ek minősége

A fentiek alapján a transzverzális komponenseket 5 darab csoportba soroltuk annak függvényében, hogy milyen fajta vizsgálat végezhető el rajtuk (2.1.15. ábra). Az ábrán sárgával láthatjuk azokat az állomásokat, amelyeken anizotrópia vizsgálat történt. Mintegy 70 állomásra tudunk megbízható anizotrópia irányokkal szolgálni. A zölddel jelölt állomásokon történt dőlés vizsgálat a transzverzális RF-ekből. Ebben az esetben is 70 darab vizsgált szeizmológiai állomásnál sikerült Moho-dőlés irányra vonatkozó információt kinyernünk. Több esetben is a dőlés és a transzverzális anizotrópia hatása együttesen jelentkezik a transzverzális komponenseken, ezt kék színű háromszögek jelzik a mellékelt ábrán. Továbbá voltak olyan állomások, amelyeken az információ hiány és a jel/zaj arány miatt nem lehetett biztosan kijelenteni, hogy dőlés vagy anizotrópia van jelen, ezeket rózsaszínnel jelöltük. Végül fehérrel kerültek ábrázolásra azok az állomások, amelyeken nem volt elegendő RF ahhoz, hogy azokból bármiféle információt is kinyerjünk. Kijelenthető, hogy az információhiány és a bizonytalan információ főleg az ideiglenes állomásokhoz köthető.

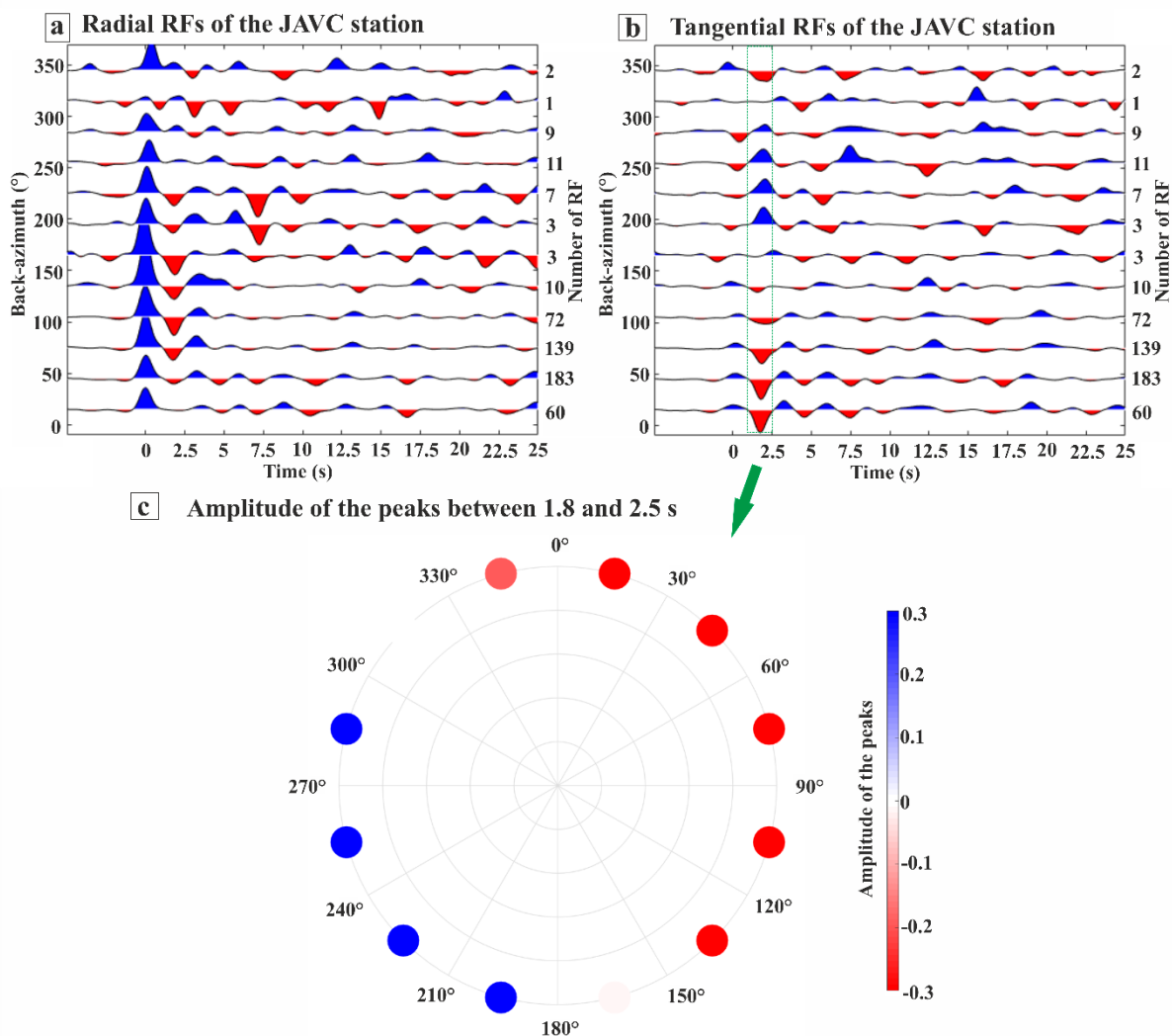


2.1.15. ábra: Az állomások vizsgálati csoportokba sorolása a kutatási területen. A különböző színű állomások azt szemléltetik, hogy a transzverzális komponens milyen típusú vizsgálatra adott lehetőséget az egyes állomásokon. A 2.1.10.3. fejezetben leírtak és a bal alsó sarok is mutatja a színek jelentését.

2.1.10.4. Moho-dőlés irányok transzverzális RF-ből

A transzverzális komponensekből történő, Moho-dőlés irányára vonatkozó vizsgálat szemléltetésére a JAVC-állomáson kapott eredményeket mutatjuk be (2.1.16. ábra). A Moho-dőlésre vonatkozó

amplitúdó váltás a transzverzális komponensen tisztán látható 1,8 s és 2,5 s között (2.1.16b ábra). A jobb átláthatóság érdekében egy rózsza diagramra kirajzoltuk az adott irányhoz tartozó maximális vagy minimális amplitúdót (2.1.16c ábra). Ezek segítségével a dőlésirány egyértelműen meghatározható. Amit láthatunk, hogy a transzverzális komponensből kapott dőlésirány hasonló azzal az iránnyal, amit a radiális komponens vizsgálatával kaptunk (2.1.8. és 2.1.12. ábra). Ez azt is bizonyítja, hogy az általunk létrehozott interpolációs eljárás elméleti háttere kiválóan működik (Kalmár et al. 2021).

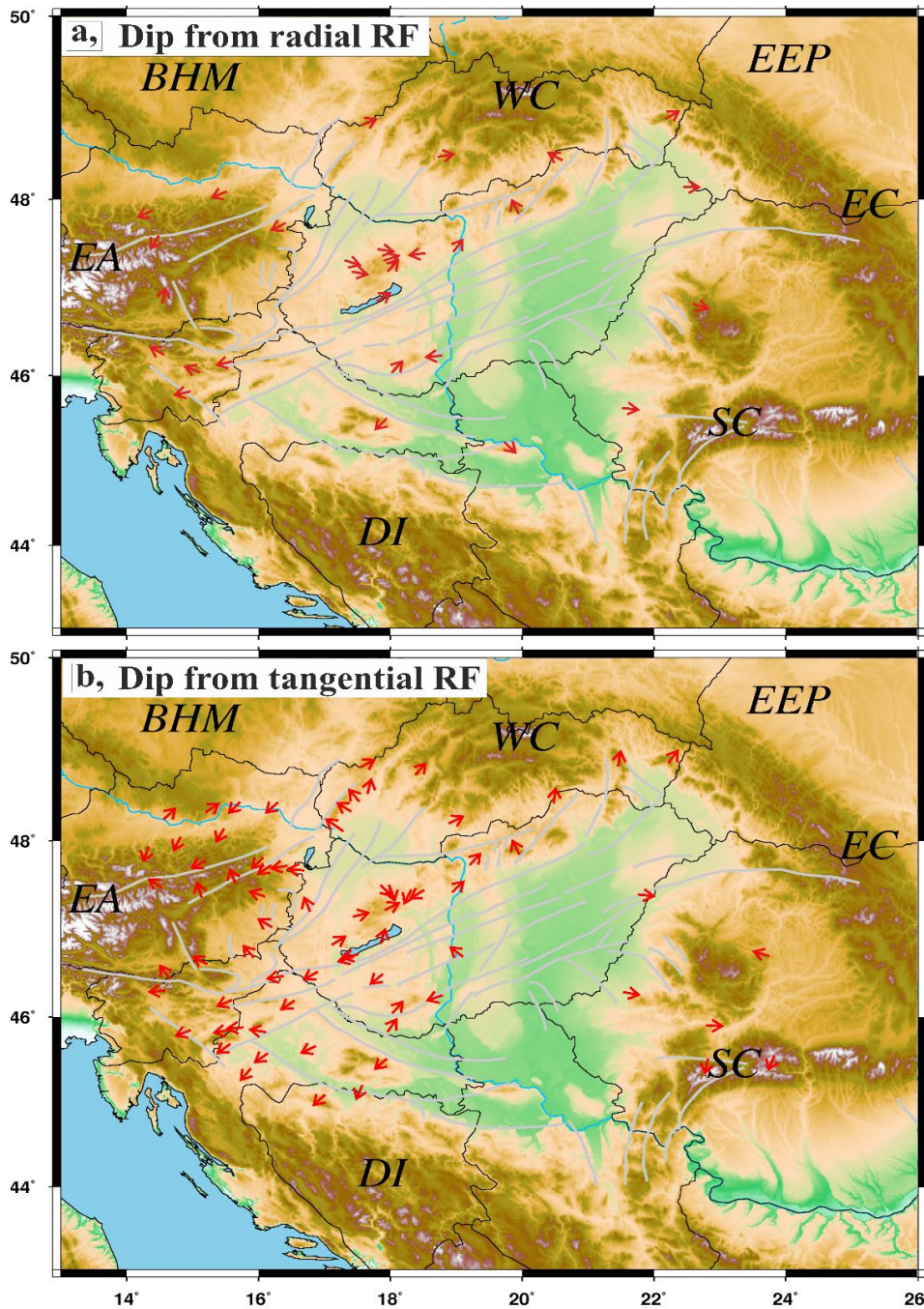


2.1.16. ábra: Az ábrán láthatjuk a radiális (a) és transzverzális (b) RF-eket BAZ szerint rendezve a JAVC-állomáson. Ebben az esetben az RF-ek 30°-ként vannak csoportosítva 5°-os átfedéssel. A direkt P-hullám a 0 körüli tartományban látható az első két ábrán. Továbbá a (c) ábra rózsadiagramon szemlélteti a maximális/minimális amplitúdót a 1,8s és 2,5s közti időtartományban. Erre azért volt szükség, mert a Moho-diszkontinuitásról érkező Ps-konverziók biztosan ezen tartományon belül helyezkednek el. A 2π szerinti periodicitás ebben az esetben szépen megfigyelhető.

Fontos megjegyezni azonban, hogy ezen módszerrel csak a Moho-dőlés iránya vizsgálható, a dőlés nagyságára nem tudunk számszerű információval szolgálni. Továbbá a gyakorlatban, a transzverzális komponensek sokszor zajjal terheltek, ezért a nagyon kis dölések irányai nem határozhatók meg ezen megközelítés segítségével.

A Moho-diszkontinuitás dőlésiránya tehát meghatározható a szeizmológiai állomások alatti RF-ek transzverzális komponenseiből. A Moho-diszkontinuitás dőlésiránya a Pannon-medencéből az

orogének felé mutat. A Dunántúli-középhegységben egy lokálisan, erősen dőlő kéreg térrész mutatható ki, amely mind a radiális, mind a transzverzális RF-eken megfigyelhető (2.1.17. ábra). Ezen dőlő térrész kialakulását a Kisalföldből erodáló üledékes anyag mozgása nagyban elősegíthette (Balázs et al. 2018).



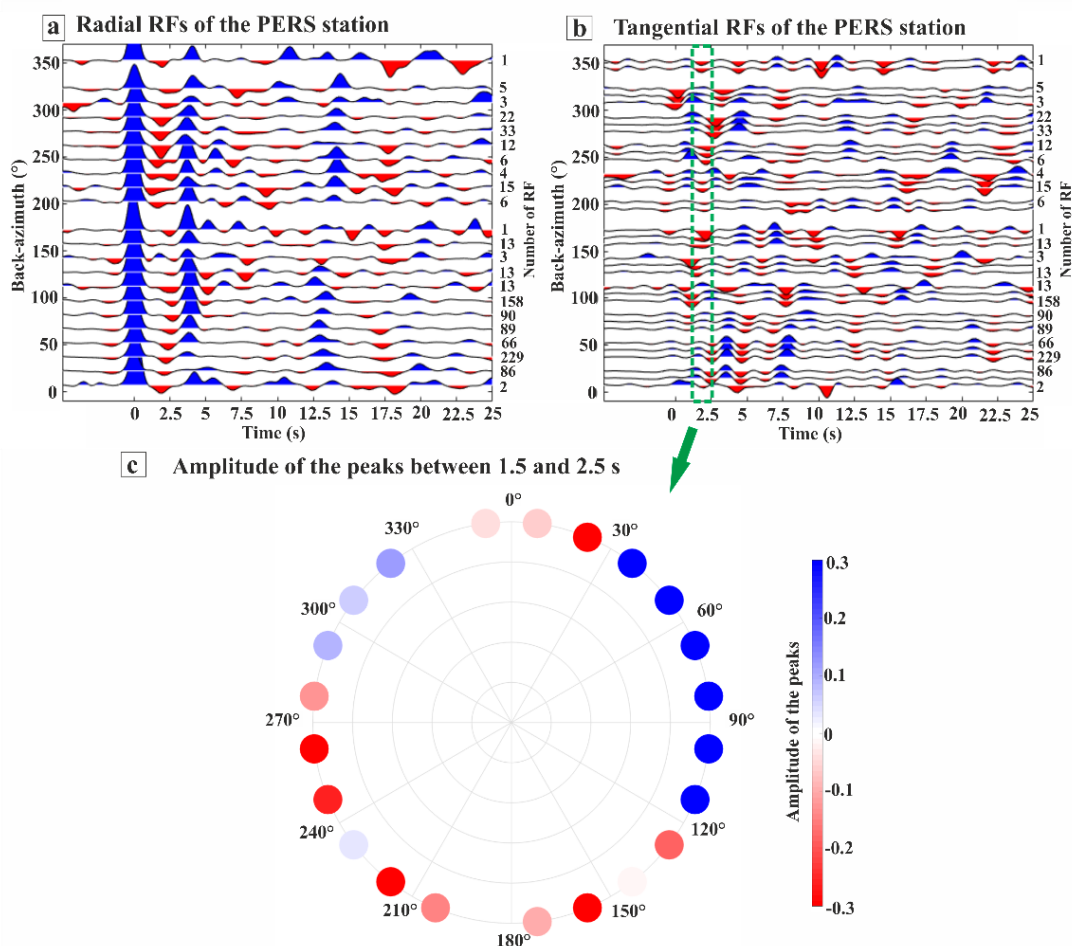
2.1.17. ábra: Az ábrán a Moho-dőlésre vonatkozó irányokat láthatjuk nyilakkal jelölve radiális (a) és transzverzális (b) komponensekből. Megállapítható, hogy a két független vizsgálattal kapott eredmények nagyon jó egyezést mutatnak, kölcsönösen kiegészítik egymást.

A radiális és transzverzális RF-ekből kapott Moho-dőlés irányok jó egyezést mutatnak egymással. Ez alátámasztja azt a tényt, hogy a radiális RF-ek inverziós eredményeire létrehozott új leképezési algoritmusnak volt relevanciája, mivel diszkontinuitások dőlését kiválóan tudja kezelni. Továbbá a két különböző vizsgálati módszer jól kiegészíti egymást.

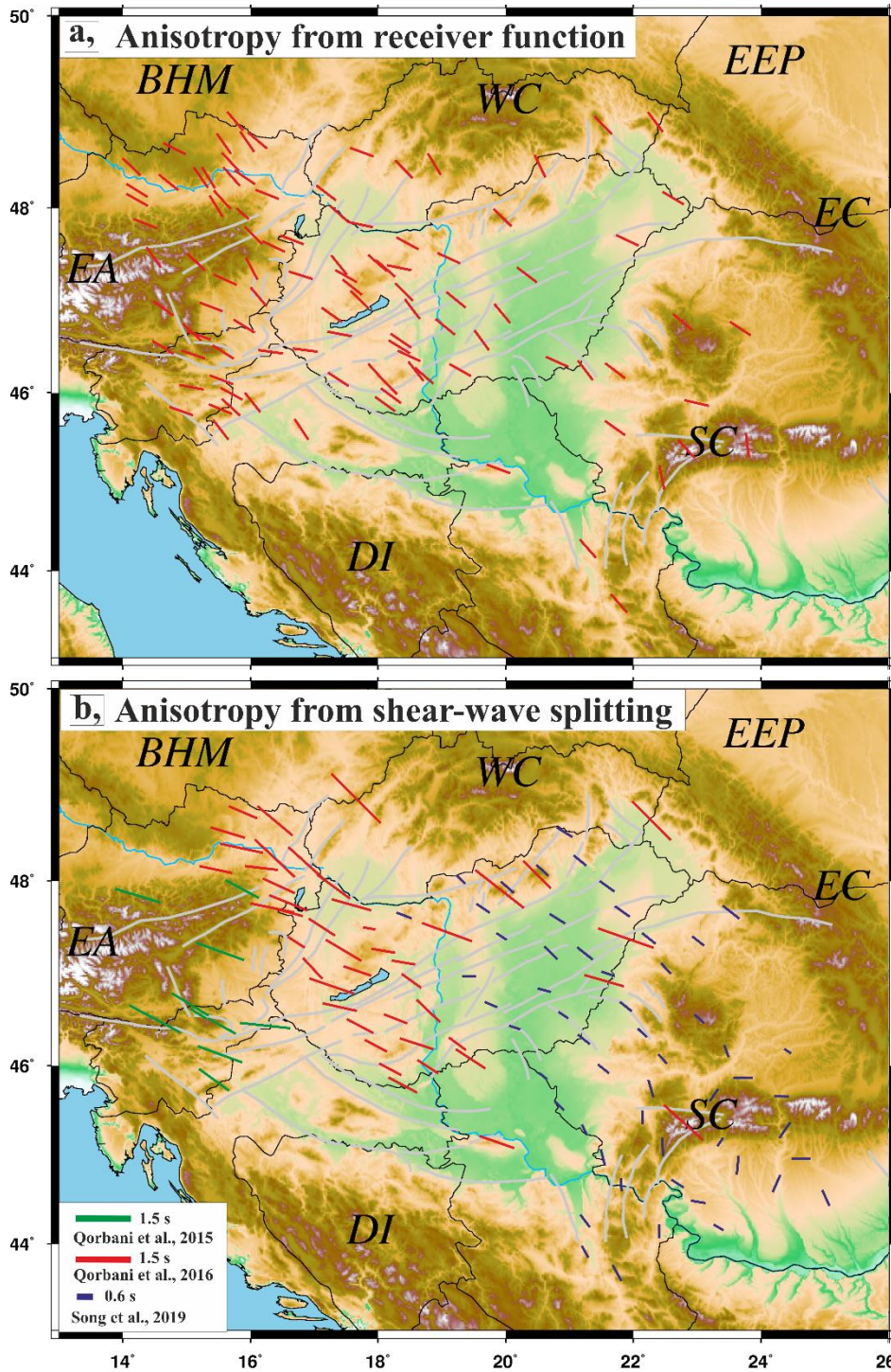
2.1.10.5. Anizotrópia irányok transzverzális RF-ből

A Moho dőlése mellett az RF-ek transzverzális komponenséből a kéregben fellépő transzverzális anizotrópia irányaira is becsléssel tudunk szolgálni. Ahogy a szintetikus példán láthattuk, ebben az esetben π szerinti periodicitást keresünk az amplitúdókban, valamint az anizotrópia jelenség indikátorai kisebb amplitúdóval jelentkeznek, mint a dőlésé (2.1.14c ábra). Ez azt jelenti, hogy ezen vizsgálathoz 180° -os BAZ szerinti lefedettség elegendő lehet, ha a kiszámolt RF-ek jel/zaj aránya is megfelelő. Ebben az esetben az RF-eket 15° -ként csoportosítottuk 5° -os átfedéssel. Ez finomabb rendezés, mint a dőlés vizsgálata esetében.

Az alábbiakban példaként bemutatjuk a PERS állomásra számolt radiális és transzverzális RF-eket és a kapott transzverzális anizotrópia irányát (2.1.18. ábra). A bemutatott állomás a Keleti-Alpok lábánál helyezkedik el, így a zajviszonyok nagyon kedvezőek. A transzverzális RF-eken a π szerinti periodicitás tisztán látható az 1,5 s és 2,5 s közti tartományban (2.1.18b ábra). Ezek alapján megállapítható az ÉNY-DK irányú transzverzális anizotrópia (2.1.18c ábra).



2.1.18. ábra: Az ábrán láthatjuk a radiális (a) és transzverzális (b) RF-eket BAZ szerint rendezve a PERS-állomáson. Ebben az esetben az RF-ek 15° -ként vannak csoportosítva 5° -os átfedéssel. A direkt P-hullám a 0 körüli tartományban látható az első két ábrán. Továbbá a (c) ábra rózsadiagramon szemlélteti a maximális/minimális amplitúdót a 1,5 s és 2,5 s közti időtartományban. A π szerinti periodicitás ebben az esetben szépen megfigyelhető.



2.1.19. ábra: Az (a) ábrán a transzverzális anizotrópiára vonatkozó irányokat láthatjuk piros vonalakkal jelölve, amelyek a transzverzális komponensekből lettek meghatározva. A (b) ábrán szemléltetjük az előző tanulmányok SKS splitting eredményeit (Qorbani et al. 2015, 2016; Song et al. 2019). A Pannon-medence nyugati részére sokkal több irányt tudtunk meghatározni, mint a vizsgált terület keleti részén.

Ezek az anizotrópia irányok jól harmonizálnak az SKS splitting-ből (Qorbani et al. 2015, 2016; Song et al. 2019) kapott irányokkal (2.1.19b ábra). Ez azért érdekes, mert a tanulmányban bemutatott eredményeink csak a kéregben található transzverzális anizotrópia irányát írják le, míg az SKS mérések a kérgen túl a felső köpeny legfelső részéről is információt hordoznak (Gledhill és Stuart

1996). Az SKS splitting-gel meghatározott anizotrópia jellemzően a felső köpenyben lévő áramlásnak tulajdonítható, míg ehhez képest a kéregben fellépő anizotrópia hatása sokkal kisebbnek tekinthető (Long *et al.* 2016). A kollíziós zónákban a kéreg anizotrópia hatása még jobban felerősödik (Link *et al.* 2020). Kutatásunk azt mutatja, hogy a Pannon-medence nyugati része alatti kéreg transzverzális anizotrópiája sokkal jelentősebb részt képvisel a teljes anizotrópia arányában, mint azt korábban gondolták. Ez nem azt jelenti, hogy nagyobb lenne, mint a felső köpenyből származó anizotrópia, de semmikképpen sem elhanyagolható. A fentiekben bemutatott előzetes eredmények kiváló kiindulási pontjai lehetnek további, pontosabb kutatásoknak (anizotrópia konkrét értéke), amelyek a geológiai értelmezéseket nagyban tudják majd segíteni.

2.1.11. Összefoglalás, konklúzió

A projekt keretében elvégeztük az első átfogó RF-analízist a rendelkezésre álló legfrissebb szeizmológiai adatrendszer felhasználásával a Pannon-medencében és tágabb környezetében. A tanulmány elkészítéséhez több mint 450.000 digitális szélessávú hullámformát használtunk, amely egységes automatikus adatfeldolgozási és részletes minőség-ellenőrzési eljárásokon alapszik.

A Moho mélységére és a kéreg átlagos V_p/V_s arányára előzetes eredményeket kaptunk, amelyeket a H-K grid search eljárással és a CCP-migrációs módszerrel határoztunk meg. A két független módszer eredményei nagyon jó egyezésben vannak egymással.

A munka során a fő hangsúly az állomásonkénti, nemlineáris NA-inverzió volt. Annak érdekében, hogy a kéregszerkezetet minél pontosabban leképezzük, BAZ szerinti csoportosítást hajtottunk végre a vizsgált állomások RF-jein és az így kapott stack RF-eket használtuk az inverziós eljárásban. Az inverziós eljárás után megvizsgáltuk a legjobb 2000 modell tulajdonságait és megállapítottuk, hogy a medián modell nagyon jól reprezentálja az elfogadható modellek halmazát.

A sűrűn telepített állomáshálózat lehetővé tette, hogy a kiszámolt RF-ekből megalkossuk a kéreg diszkontinuitások (medencealjzat, Conrad- és Moho-mélység) 3D modelljét és ezek értelmezése is megtörtént. Létrehoztunk egy új képalkotó algoritmust az eredmények lehető legpontosabb bemutatása érdekében.

Elsőként alkottuk meg a Pannon-medence térségében a Conrad-mélység térképet. Ezen fontos kéregparaméter megbízható kiindulási alapot fog nyújtani a geodinamikai numerikus modellezéshez. Továbbá, eredményeink hozzájárulnak a Pannon-medence geológiai fejlődéstörténetének még pontosabb megértéséhez.

2.2. A litoszféra szerkezete mikroszeizmikus háttérzaj és klaszikus földrengés alapú diszperziós adatok alapján

2.2.1. Bevezetés

A szeizmikus képalkotó módszerek alapvető fontosságúak egy régió geodinamikai tulajdonságainak megismeréséhez. A klasszikus megközelítéseken alapuló módszerek kiválóan alkalmasak a köpeny litoszféra és az asztenoszféra sebességeloszlásának vizsgálatára. A regionális léptékű modellek nemrégiben elérték a kb. 200 km-es laterális felbontást, sőt a sűrű állomáslefedettségű régiókban 100 km-nél jobb felbontás is lehetséges (*El-Sharkawy et al. 2020*). A szeizmikus tomográfia hagyományosan a földrengés eredetű P- és S-hullámokra épül, de egyre gyakrabban használják a felületi hullámok diszperzióját a felső köpeny és a litoszférakutatás során (*Soomro et al. 2015; El-Sharkawy et al. 2020*). A felületi hullámok diszperzióján alapuló tomográfia kevésbé alkalmazható a földrengésekben ritka területeken, ahol egyrészt korlátozott a sugárutak azimutális eloszlása – azaz a földrengés-állomás geometriára érzékeny lesz sugárlefedettség –, másfelől pedig csak a távoli földrengések jeleit tudjuk felhasználni. A távoli földrengések által generált jelek karakterisztikus hullámhossza (> 20 s) pedig nem teszi lehetővé a kéreg megfelelő minőségben történő leképezését, hiszen a felszínhez közelebbi rétegek kutatásához ennél magasabb frekvenciára van szükség.

Az elmúlt évtizedekben a szeizmológia területén végzett kutatások eredménye, hogy ma már nemcsak a földrengések (illetve robbantások) használhatók fel a Föld belső szerkezetének vizsgálatára, hanem a mindenütt jelenlévő szeizmikus zaj is. A fent említett nehézségek kiküszöbölésében jelentős előrelépést hozott az az eljárás, ahol a mikroszeizmikus zajt, mint jelet használják a felületihullám-tomográfia során. A mikroszeizmikus zaj alapú felületihullám-tomográfia (*ambient noise tomography* (ANT)) elsősorban a rövid (< 20 s), illetve közepes (20-100 s) periódusidejű felületi hullámok csoport- és fázissebességének becslésére és értelmezésére alkalmazott módszer (*Lin et al. 2008*). A zajtomográfia egy viszonylag új kutatási terület, az első publikációk a témában az elmúlt 10-15 évben jelentek meg (*Campillo és Paul 2003; Shapiro és Campillo 2004; Snieder 2004; Shapiro et al. 2005; Bensen et al. 2007*). A módszer alkalmazására gyakorlatilag minden kontinensen találunk példát globális és regionális léptékű kutatásokra egyaránt (*Yang et al. 2007; Yao et al. 2006; Moschetti et al. 2007; Fang et al. 2010; Ritzwoller et al. 2011; Behm et al. 2016*). A mikroszeizmikus zaj alapú felületihullám-tomográfia elsősorban lokális rengésektől mentes területeken hasznos és kis állomástávolságok esetén a rövidebb periódusokra is kiterjeszhető. Mivel a zaj független a földrengések előfordulásától, így bárhol folytonosan regisztrálható (*Shapiro és Campillo 2004*). A kutatások zöme a Rayleigh-hullámmal foglalkozik, de a Love-hullám alkalmazására is találunk példát a szakirodalomban (*Lin et al. 2008*). A cél általában a csoportsebesség- (*Stehly et al. 2009; Bezuidenhout et al. 2017*) vagy a fázissebesség-eloszlás (*Yao et al. 2006; Ekström 2017*) térképek előállítására néhány kiválasztott periódusra, melyeket felhasználhatunk az adott terület geológiai jellegzetességeinek vizsgálatára. Ezen túlmenően meghatározható a háromdimenziós S-hullám sebességeloszlás, ami segíthet a régió szerkezetének értelmezésében.

A fentiekből következik, hogy az optimális eljárás a környezeti zajból és a földrengési adatokból származó felületi-hullámok diszperziós adatainak együttes felhasználása/inverziója, mivel ez nagy felbontást biztosít mind a földkéregben, mind a kéreg alatti földköpenyben.

A Kárpát-Pannon-Régió (KPR) tektonikai viszonyainak és fejlődésének jobb megértéséhez elengedhetetlen a kéreg, a köpeny litoszféra és az asztenoszféra nagy felbontású feltérképezése. A régió kéregszerkezetét az elmúlt években jól dokumentálták például aktív szeizmikus, menetidő tomográfiás, *receiver function* és szeizmikus módszerekkel, viszont a teljes litoszféra konzisztens leképezése továbbra is kihívást jelent.

2.2.2. A szeizmikus zaj

Szeizmikus zajnak nevezzük a szeizmométerek által regisztrált azon földmozgást, amely nem földrengésekhez (vagy emberi tevékenységekhez, pl. robbantásokhoz) kapcsolódik. A szeizmikus zajt a felületi hullámok dominálják. A természetes eredetű zaj jellemzően 1 Hz-nél kisebb frekvenciájú (>1 s) jelet kelt, amit a szakirodalomban mikroszeizmikus zajnak hívunk. Az ennél magasabb frekvenciájú zaj többnyire emberi tevékenységhez köthető. Két fő mechanizmus által jön létre, ezek alapján megkülönböztetjük az elsődleges és a másodlagos óceáni mikroszeizmikus zajt. Az előbbinél 10–16 s periódusidejű jelek keletkeznek a sekély vizű partoknál vertikális irányú nyomás hatására, ahol a hullám energiája közvetlen szeizmikus energiává alakul át. A szekunder mikroszeizmikus zajnál a rövidebb periódusú jelek (1–10 s közötti zajszűccsal, *Bradner és Dodds (1964)*) dominálnak. *Longuet-Higgins (1950)* elmélete szerint az ellenkező irányba terjedő azonos periódusú hullámok szuperpozíciójával keletkeznek, ahol gravitációs állóhullámok alakulnak ki. Ezen állóhullámok olyan nemlineáris nyomás perturbációkat hoznak létre, melyek csillapítatlanul terjednek az óceánfenéken. A szekunder zaj a primerrel ellentétben sekély beltengerekben, illetve tavakban is megfigyelhető és további jellegzetessége, hogy az interferencia-minták változnak a part geometriájának függvényében, ugyanis a fellépő belső rezonancia befolyásolja a jelek spektrumát (*Friedrich et al. 1998*). Mivel a közepes periódusú mikroszeizmikus zajnál kisebb a csillapítás, ezért a jel a kontinens belső részére továbbterjed, eljuthat akár több 100 km távolságra is. A másodlagos szeizmikus zaj teljesítménye jelentős változást mutathat az egyes évszakokban (ún. *seasonal variation*). A Föld északi féltekéjén a zajszint nagysága télen jóval nagyobb, mint nyáron, hiszen az északi féltekén főként a télen aktívabb óceáni vihar-rendszerek hajtják a hullámzást.

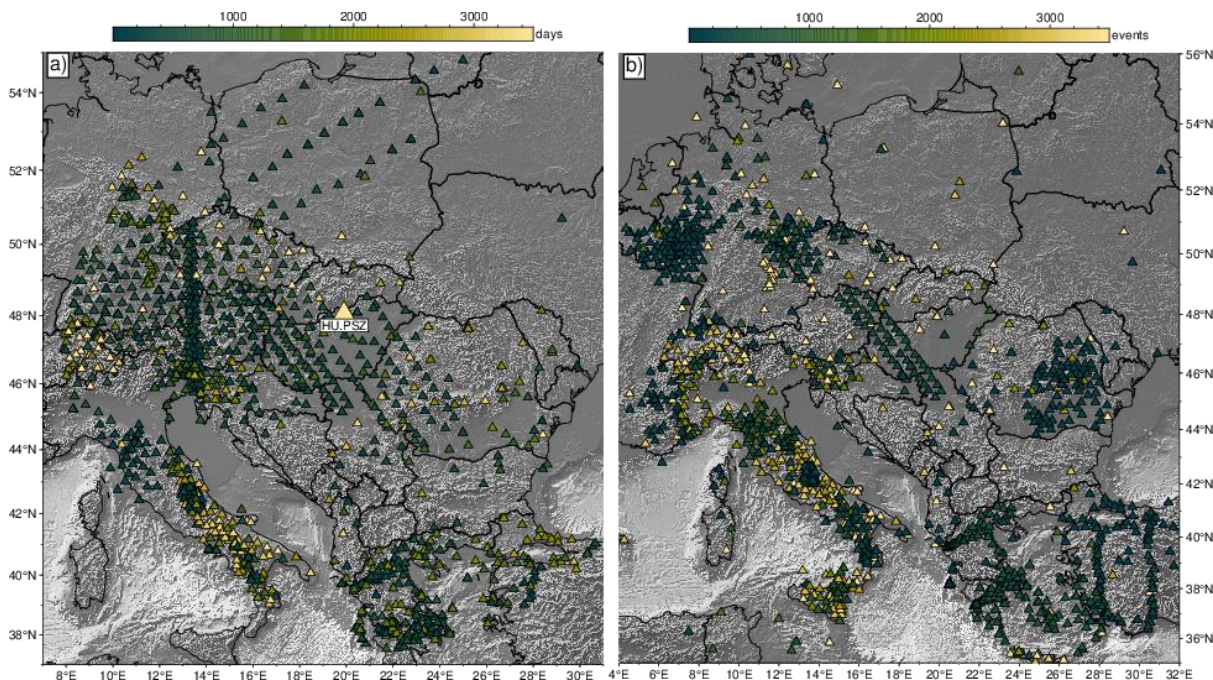
Elméletben (*Derode et al. 2003*) és gyakorlatban (*Shapiro et al. 2004*) egyaránt bizonyított, hogy két szeizmikus állomás közötti Green-függvény megbecsülhető az állomásokon azonos időben észlelt mikroszeizmikus zaj hosszú időn vett átlagos keresztkorrelációjából. Az állomásokon regisztrált hullámformák keresztkorrelációja alapján tehát, a megfelelő feldolgozási lépések elvégzésével, a hálózat összes állomáspárjára megbecsülhetjük a Green-függvényeket.

2.2.3. Adatfeldolgozás

2.2.3.1. Szeizmikus háttérzaj (AN) alapú diszperziós görbék

A kutatási területünk sűrű állomás lefedettségének biztosítása érdekében összegyűjtöttük a hullámforma adatokat a 2006 és 2018 közötti időszakban a Pannon-térség 9 fokos körzetében működő összes permanens és ideiglenes szélessávú állomásról. Ezek folytonos vertikális komponensű (Z) hullámforma-adatok. Összesen 55 publikus és nem publikus szeizmológiai hálózatot használtunk fel. Ezekhez a hullámforma-adatokhoz az EIDA (*European Integrated Data Archive*) szerverein keresztül fértünk hozzá, majd a nyers adatokat napi szegmensekre vágtuk. Ezeket az időszegmenseket 5 Hz-re átmintavételeztük, a műszer válaszfüggvénye szerint korrigáltuk, az átlagot és a trendet eltávolítottuk, majd megszürtük a 0,005–1 Hz-es frekvenciatartományban. A szeizmológiai

állomások eloszlását a Pannon-térségben az 2.2.1. ábra mutatja. Az adatok összegyűjtésénél összesen 1254 szeizmológiai állomásról sikerült legalább 20 napnyi adatot letöltenünk.



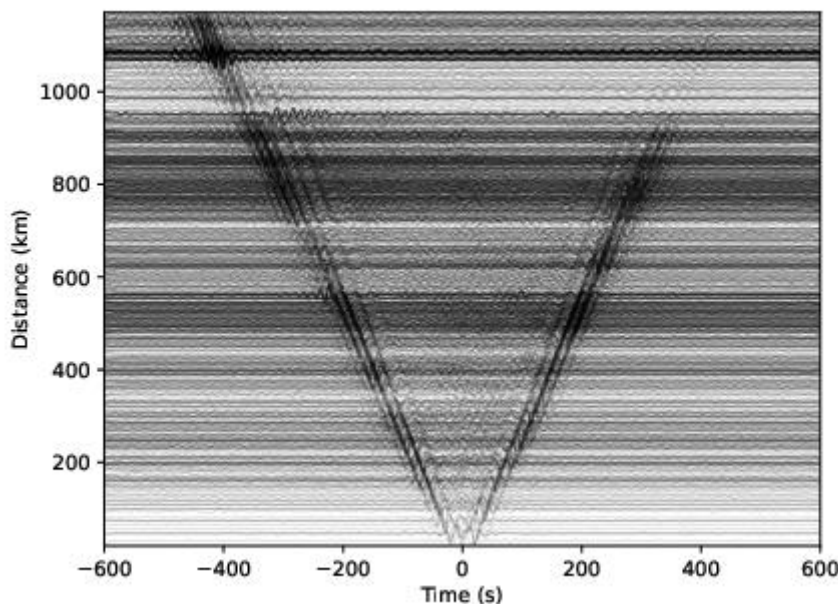
2.2.1. ábra: A felhasznált szeizmológiai állomások elhelyezkedése a tágabb közép-európai régióban. A háromszögek az AN (a) és az EQ adatsorok állomásait mutatják. A színskála az egyes állomásokon rendelkezésre álló napi szegmensek és szeizmikus események számát mutatja.

A megbízható zaj keresztkorrelációs függvények (CCF) kinyerése érdekében a *Bensen et al. (2007)* által leírt módszert követtük. Először is időtartomány normalizálást alkalmaztunk a tranziens szeizmikus jelek és a műszeres szabálytalanságok hatásának kiküszöbölésére, melyhez az ún. running absolute mean normalizálási módszert választottuk, mivel kevésbé agresszív és nem rontja jelentősen a hullámformákat. Ezután a jelek amplitúdóspektrumát is normalizáltuk, hogy eltávolítsuk a monokróm szeizmikus zajforrások hatását (pl. csúcsok az amplitúdóspektrumban). A napi szegmenseket ezután egymástól függetlenül keresztkorreláltuk, majd lineárisan összegeztük a CCF-ek jel-zaj arányának (SNR) javítása érdekében.

A 2.2.2. ábra egy példát mutat azon kétoldalú CCF-ekre, melyeknél az egyik állomás a HU.PSZ (Piszkéstető) állomás volt. Az ábrán a CCF-ek az állomások közötti távolság függvényében szerepelnek, ahol figyelemre méltó amplitúdó aszimmetria figyelhető meg a kauzális (*causal*) és az akauzális (*acausal*) részekben. Ennek oka lehet a zajforrások inhomogén eloszlása a területen, amint arról például *Stehley et al. (2006)* is beszámolt, ezért a végső CCF-eket a kétoldali CCF-ek szimmetrikus átlaga adja.

Az egymásra helyezett és összegzett CCF-eken egy egyértelmű Rayleigh-hullámcsomag figyelhető meg, amelynek karakterisztikus sebessége kb. 3,1 km/s, ami egy jellegzetes V-alakban jelenik meg (2.2.2. ábra).

Összesen 439.753 egyedi, állomások közötti, összegzett CCF idősort számoltunk ki. Minőségi ellenőrzésként minden olyan CCF-et elvetettünk, amely 50-nél kevesebb átfedő napot tartalmazott. Az állomások közötti távolság 8 és 1978,3 km között változott, de a 15 km-nél közelebbi szeizmikus állomások CCF-eit is elvetettük az ún. *near field* hatás kiküszöbölése érdekében.



2.2.2. ábra: Példa az összes normalizált kétoldali CCF-re az állomások közötti távolság függvényében a HU.PSZ állomáson (Piszkéstető, Magyarország) (az állomás helyét lásd az 2.2.1. ábrán). Az idősorokat a 10 s és 100 s közötti frekvenciatartományban szűrtük. A Rayleigh-hullámok alapmódusa egyértelműen látható, a hullámcsomagok jellegzetes V-alakot rajzolnak ki. Nagyobb távolságoknál az inhomogén zajeloszlás miatt az akauzális részen a jel erősebb.

A Rayleigh-hullámok fázissebesség-görbéit a frekvenciatartományban az összegzett CCF-ekből a *Wiesenberg et al. (2022)* által leírt módon végeztük. Ebben a módszerben először spektrális szűrést alkalmazunk a CCF-ekre, hogy elválasszuk a fundamentális Rayleigh-módust a magasabb harmonikusoktól (*Meier et al. 2004*). A CCF-eket ezután egy frekvenciafüggő Gauss-sávszűrővel szűrjük, hogy minimalizáljuk a nemkívánatos jelek hatásait, majd a magasfrekvenciás közelítést felhasználva kiszámolunk egy kezdeti fázissebesség-becslést.

Ezután *Wiesenberg et al. (2022)* alapján a kezdeti fázissebességek fokozatos változtatásával addig javítjuk ezeket a fázissebesség becsléseket, amíg a Hankel-függvényből számított fázis meg nem egyezik a CCF mért fázisával. A szerzők azt is kimutatták, hogy ezzel a módszerrel megbízhatóbb diszperziós görbék nyerhetők ki a CCF-ekből rövid állomások közötti távolságok esetén, mivel a fázissebesség-görbék frekvenciatartománybeli felbontását csak a CCF hossza határozza meg.

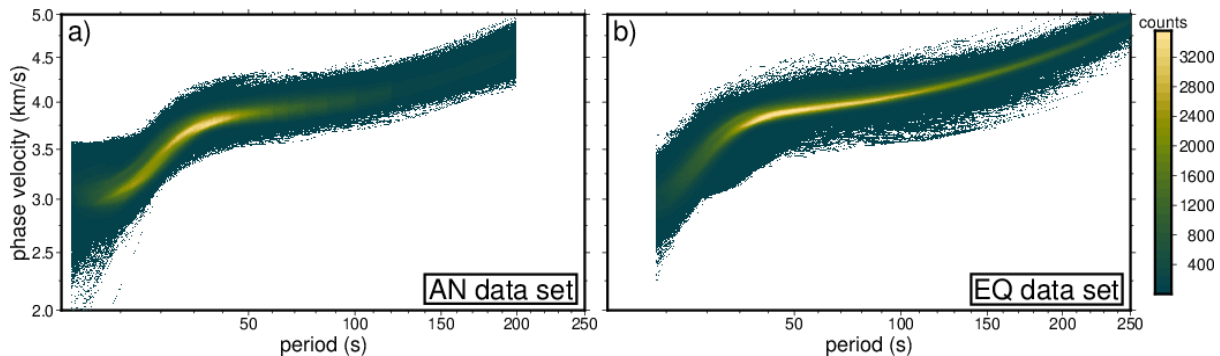
A CCF mért fázisának 2π határozatlansága miatt fázissebesség-görbék halmazát számítottuk ki. A helyes diszperziós görbét úgy azonosítjuk, hogy az egyes ágakat összehasonlítjuk a CRUST1.0 kéregmodell (*Laske et al. 2013*) segítségével számított szintetikus fázissebesség-görbével. Hogy a diszperziós görbéknek csak a megbízható részeit tartsuk meg, a *Soomro et al. (2015)* és *Wiesenberg et al. (2022)* által bevezetett automatikus eljárást követtük. A diszperziós görbék megbízhatóságának biztosítására a szerzők három fő kritériumot vezettek be.

A szigorú minőségellenőrzési eljárás eredményeként 164.464 vertikális Rayleigh-hullám diszperziós görbét kaptunk a 3-200 s periódus-tartományban. A 2.2.3. ábra baloldali része a zajból származó (AN) adathalmaz diszperziós görbéinek eloszlását mutatja. A várakozásoknak megfelelően a legtöbb diszperziós görbe a 10-40 s periódus-tartományban koncentrálódik, ahol a mikroszeizmikus zaj teljesítménye a legerősebb. Alacsonyabb periódusoknál (azaz sekélyebb mélységekben) a diszperziós görbék heterogénebbek a felső kéreg inhomogenitásai miatt (sebességkontraszt az

üledékes medencék és az orogén területek között). Hosszabb periódusokban (nagyobb mélységekben) a diszperziós görbék kevésbé heterogének a felső köpenyben várható kisebb sebességváltozékonyság miatt.

2.2.3.2. Földrengés (EQ) alapú diszperziós görbék

A földrengés adatokból számított diszperziós görbék feldolgozása során is a *Soomro et al. (2016)* nyomán automatizált algoritmust alkalmaztuk az állomások közötti Rayleigh-hullám fázissebességek meghatározására. Az 1990 és 2015 közötti időszakban a tágabb Pannon-medencében és annak környékén a nyilvánosan elérhető szélessávú állomások által rögzített, az EIDA és az IRIS által biztosított mintegy egymillió hullámformát dolgoztuk fel (2.2.1. ábra).



2.2.3. ábra: 2D hisztogramok, amelyek az AN (a) és az EQ (b) adatsorok minőségellenőrzött fázissebesség diszperziós görbéit mutatják az 1-250 s periódustartományban.

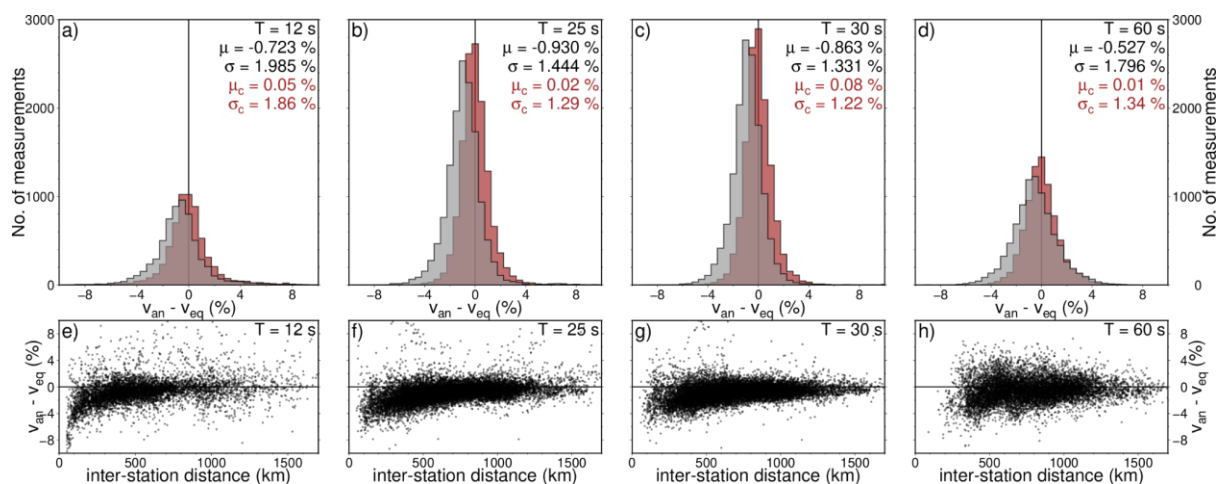
Minden egyes állomáspár-földrengés esetében, amelyek megközelítőleg ugyanazon főkör mentén helyezkedtek el, fázissebesség görbéket számítottuk. A zaj alapú diszperziós görbékhez hasonlóan az egyes eseményekhez tartozó megbízható fázissebesség-mérések automatikus kiválasztása számos finomhangolt minőségi kritérium alapján történt. Összesen 156.685 minőségellenőrzött diszperziós görbét sikerült meghatározni a 8-300 s periódus-tartományban.

2.2.3.3. Az adathalmazok homogenizációja

Mielőtt a diszperziós görbéket fázissebesség-térképekké invertáltuk volna, a szeizmikus háttérzaj alapú és a földrengés által generált adatsorok közötti eltérést is megvizsgáltuk. Korábbi tanulmányokban egy jól dokumentált szisztematikus eltérést figyeltek meg az AN és az EQ fázissebességek között, különösen alacsony periódusok és rövid állomás-távolságok esetén (*Kästle et al. 2016; Magrini et al. 2022*). A zaj alapú módszerrel mért fázissebesség-görbék általában lassabbak, mint a klasszikus földrengés alapú módszerrel kinyert diszperziós görbék.

Ahhoz, hogy ezt a torzítást elemezhessük, kiválasztottuk az ugyanazon állomáspárokhoz tartozó fázissebesség-görbéket mindkét adatrendszerből. A két halmaz metszete, azaz azon állomáspárok száma, amelyek megtalálhatók voltak mindkét adatrendszerben, összesen 16.854 diszperziós görbe volt, ami a teljes AN adatrendszer kb. 10%-a.

A 2.2.4. ábra felső része összefoglalja ezeket a különbségeket bizonyos periódusokra hisztogramok formájában (12, 25, 30, 60 s). A két adatsor közötti torzítás minden ábrán jól látható (szürke hisztogramok). Az átlagos különbség minden esetben 1% alatt van. A 2.2.4. ábra alsó panelje további összehasonlítást mutat be a torzítás állomás-távolság függvényében. Egyértelműen látszik a különbségek állomások közötti távolság függése, ami nagyobb távolságoknál általában csökken.



2.2.4. ábra: (felső panel) Az AN és az EQ mérések közötti fázissebesség-különbségek eloszlása kiválasztott periódus tartományokra (12, 25, 30, 60s) a korrekció előtt és után (szürke és piros hisztogramok). A szórást és az átlagot százalékban is megadjuk mindkét esetben. (alsó panel) Crossplot, amely ugyanezeket a különbségeket mutatja be, ugyanazokra az periódusokra az állomások közötti távolság függvényében a korrekció előtt (e-h).

Ezeket a különbségeket ezután kiátlagoltuk különböző távolság és periódus-tartományokra, majd ezek alapján egy távolság- és periódusfüggő korrekciós tagot definiáltunk. Ez a korrekciós tag kisebb állomástávolságok és rövidebb periódusok esetén erősebb, nagyobb állomástávolságok és hosszabb periódusok felé haladva pedig fokozatosan eliminálódik. A 2.2.4. ábra felső részén látható a korrekció alkalmazása után tapasztalt, adatrendszerek közötti eltérések eloszlása. A torzítás várható értéke jelentősen lecsökkent, eliminálva ezzel az adatrendszerekben tapasztalható eltérést.

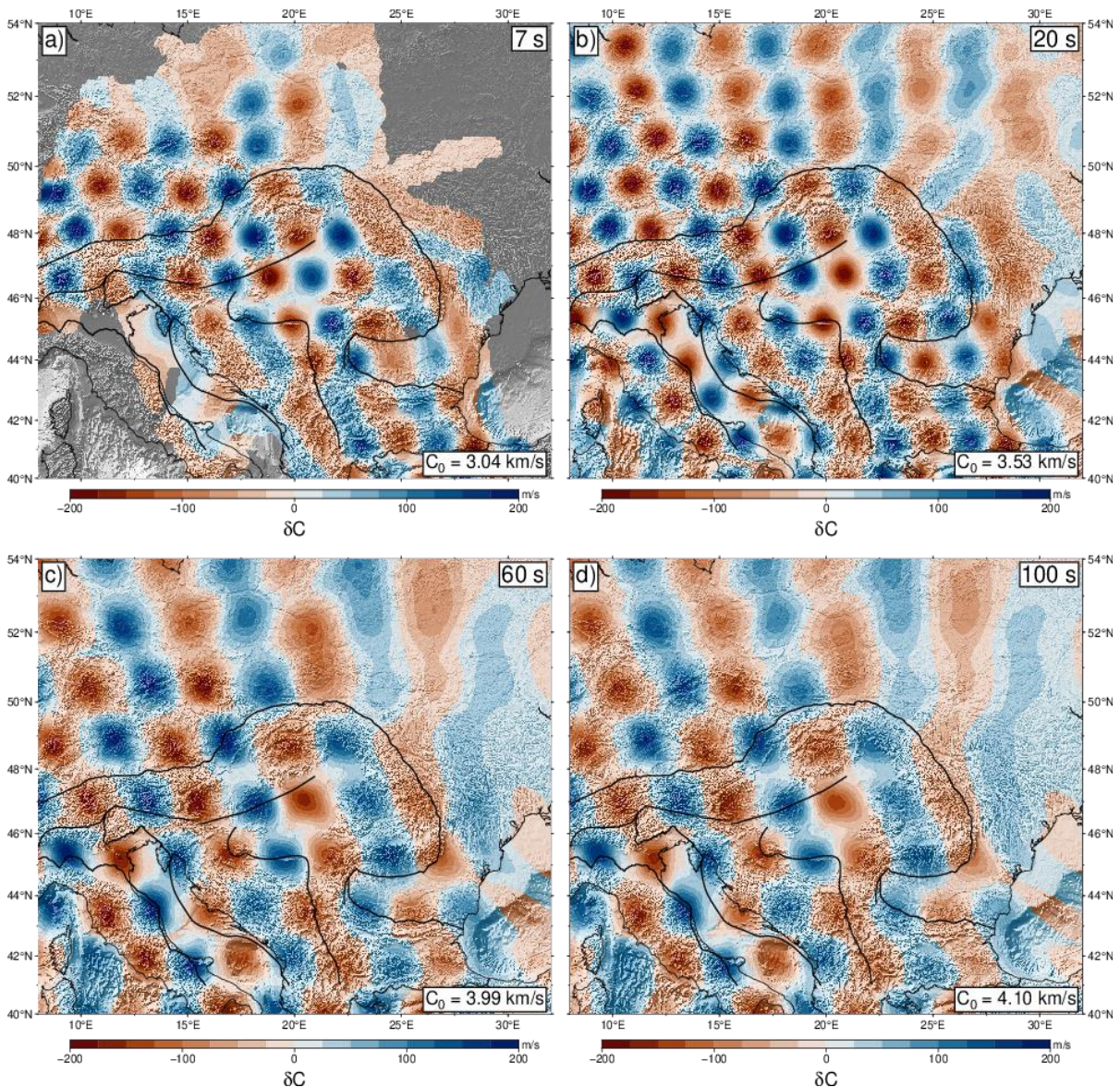
2.2.4. Fázissebesség tomográfia

Az integrált AN és EQ fázissebesség görbéket ezután 2D izotróp Rayleigh-hullám fázissebesség térképekké invertáltuk 3 és 250 s közötti periódus tartományra. Minden 2D modell horizontális felbontása kb. 30 km volt. Az inverzió után elvégzett elemzés során legrosszabbul illeszkedő mérések 20%-át elvetettük.

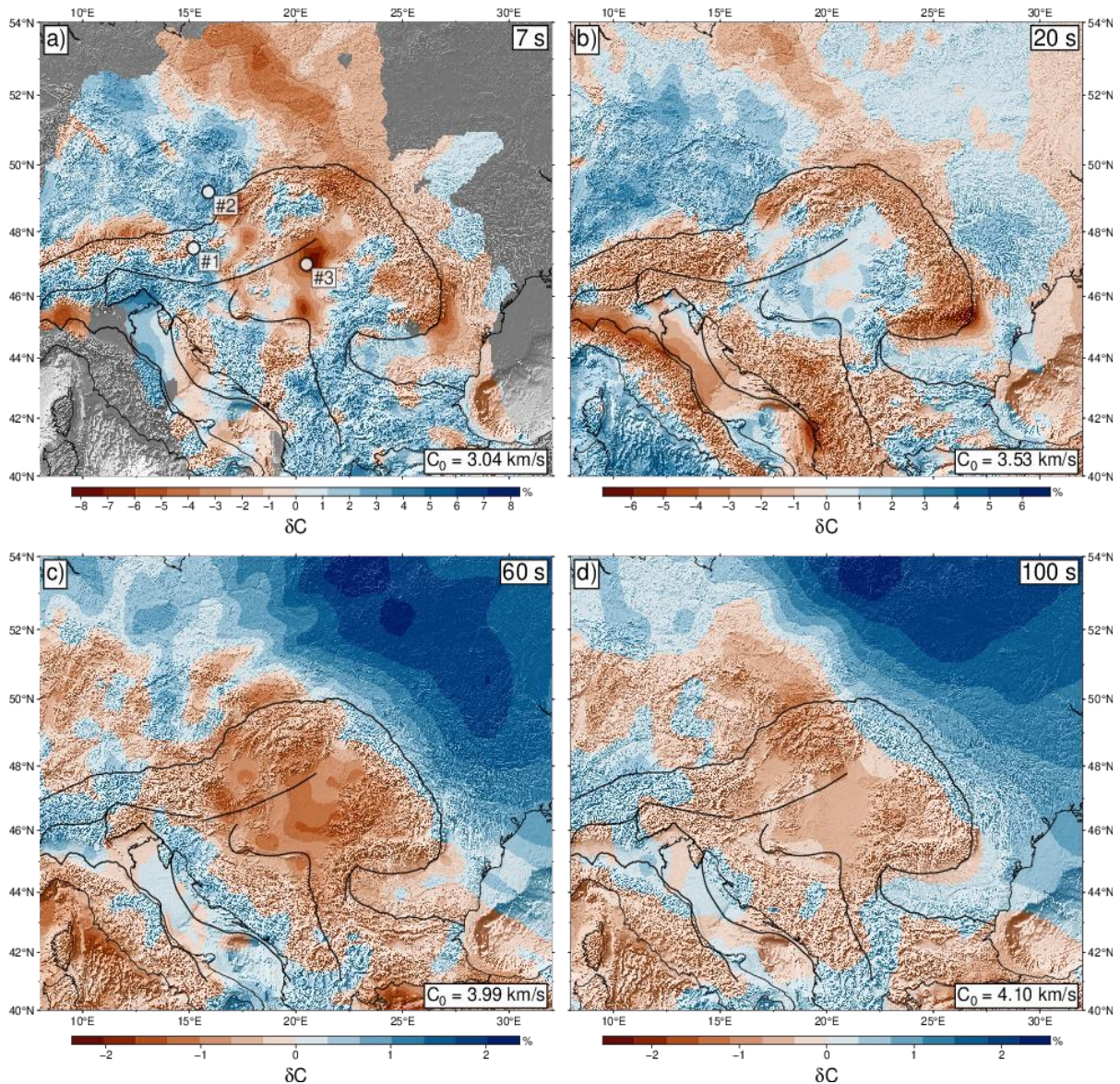
A fázissebesség-térképek laterális felbontásának becslésére szintetikus sakktablás tesztek is végeztünk, amelyek pozitív és negatív anomáliák váltakozásából állnak (± 200 m/s). Ezeket az anomáliákat különböző méretű, 50 és 100 km-es blokkokkal diskretizáltuk. Az így kapott modellek (2.2.5. ábra) azt mutatják, hogy az anomáliák mind alakjuk, mind amplitúdójuk tekintetében jól felbonthatók a jó sugárút-lefedettségű területeken, különösen a KPR területén. A egyenetlen sugárút-lefedettség miatt azonban a célterületen kívül (főleg az északnyugati területeken) az eredmények változó felbontást mutatnak. A kisméretű (< 40-50 km) anomáliák rövid periódusoknál is felbonthatók, viszont a hosszabb periódusokon (>100 s) csak a 100 km, vagy annál nagyobb anomáliák bonthatók fel elégséges mértékben.

A 2.2.6. ábrán a Rayleigh-hullámok valós adatokon alapuló fázissebesség-térképeit mutatjuk be négy különböző periódusra (7, 20, 60 és 100 s). Ezek a térképek a fázissebesség-anomáliák térbeli változását mutatják az egyes térképek jobb alján feltüntetett átlagos fázissebesség-értékhez viszonyítva. A 7 s periódusú térképen a negatív sebességanomáliák azokon a területeken dominálnak, ahol nagy mennyiségű üledék található (pl. Molasse-medence, Alföld, Kisalföld, Dráva-medence, Lengyel-medence, Pó-medence, Erdélyi-medence stb.), valamint a Kárpátok mentén húzódó orogén

ékek mentén. 20 s-nál a Kárpátok, a Keleti-Alpok, az Appenninek és a Dinaridák alatt egy összefüggő, alacsony sebességű anomália-öv figyelhető meg, amely a mély kéreggyökerek mentén halad. Ezzel szemben a Pannon-medence alatt magas sebességű anomália figyelhető meg, amely a földkéreg kivékonyodását tükrözi. A fázissebesség-térkép 60 s-nál érzékeny a köpeny litoszféra és az asztenoszféra tulajdonságainak laterális változásaira, ahol az Európai Ósmasszívum vastag litoszférájából a Pannon-medence vékony litoszférájába való átmenet mentén hirtelen sebességváltozás figyelhető meg. A Dinaridák alatt egy keskeny, nagy sebességű sáv figyelhető meg, ami egy szubdukált lemezszakasz jelenlétére utalhat. Ezenkívül az Északi-Appenninikkel ellentétben a középső Appenninek alatt negatív sebességanomália figyelhető meg. A 100 s periódusú fázissebesség-térképen is hasonló sebességmintázat figyelhető meg, kivéve az Északi-Dinaridák alatti negatív sebességanomáliát.



2.2.5. ábra: A 7, 20, 60, 100 s periódusú saktáblás tesztek eredményei. Az anomáliák váltakozó pozitív és negatív sebességanomáliákból állnak (± 200 m/s), 50 (felső panel, a-b), illetve 100 (alsó panel, c-d) km-es blokkméretekre diszkrétizálva.



2.2.6. ábra: Rayleigh-hullám fázissebesség-térképek meghatározott periódusokra (7, 20, 60, 100 s). Az egyes színskálák az átlagos sebességhez viszonyított relatív sebességanomália értékeket mutatják. A 8s-nál rövidebb periódusokra csak AN mérések állnak rendelkezésre. A bal felső részabrán a pontok az 2.2.7.ábrán látható konkrét 1D modellek helyét mutatják.

2.2.5. 3D S-hullám sebességeloszlás

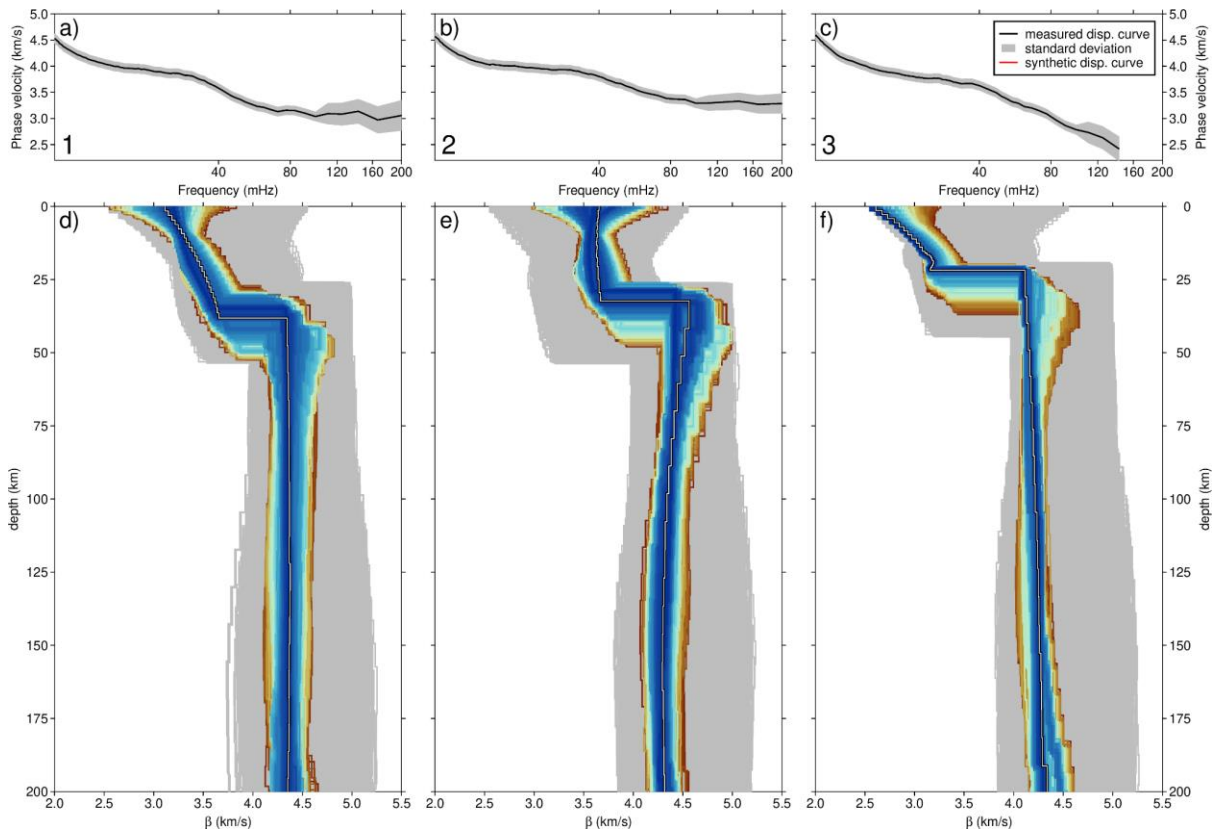
A Rayleigh-fázissebesség térképeket ezután egy 0,1 x 0,1 felbontású rácshálóra interpoláltuk, majd kinyertük az ún. lokális diszperziós görbét 3 és 250 s közötti tartományban. Ezután itt nem részletezett módon meghatároztuk a lokális diszperziós görbék megbízhatóságát. A megbízhatósági számítások során a görbék “durvaságának” függvényében minden periódushoz hozzárendeltünk egy súlyt, illetve a súlyok alapján a görbék nem megbízható részeit eltávolítottuk, hogy csak a legmegbízhatóbb adatok kerüljenek be a 3D S-hullám sebesség inverzióba.

Ezután egy globális, nemlineáris sztochasztikus optimumkereső eljárás segítségével (*Particle Swarm Optimization*, PSO) a lokális diszperziós görbékéből 1D S-hullám sebességmodelleket számítottuk. Mivel a módszer kvázi-random módon keresi a célfüggvény minimumát, ezért minden

pontban minimum 20.000 modellt vizsgáltunk.

A lokális 1D S-hullámsebesség inverzió három példája látható a 2.2.7. ábrán. Ezek sorra Keleti-Alpok (2.2.7a,d ábra), a Cseh-masszívum (2.2.7b,e ábra) és a Pannon-medence (2.2.7c,f ábra). A modellek elhelyezkedése a 2.2.6. ábrán található. Az ábrák tetején a szintetikus és mért diszperziós görbék illeszkedése látható, a szürke terület adja meg az egyes mérések megbízhatóságát.

A színes modellek az algoritmus által jól illeszkedőnek ítélt 1D modellek tartományát jelzik. Az ábrán látható folytonos fehér vonal az összes elfogadott modell centroid modelljét mutatja. Mindezen elfogadott modellek közül a centroid modellt kezeltük az inverz probléma megoldásaként.



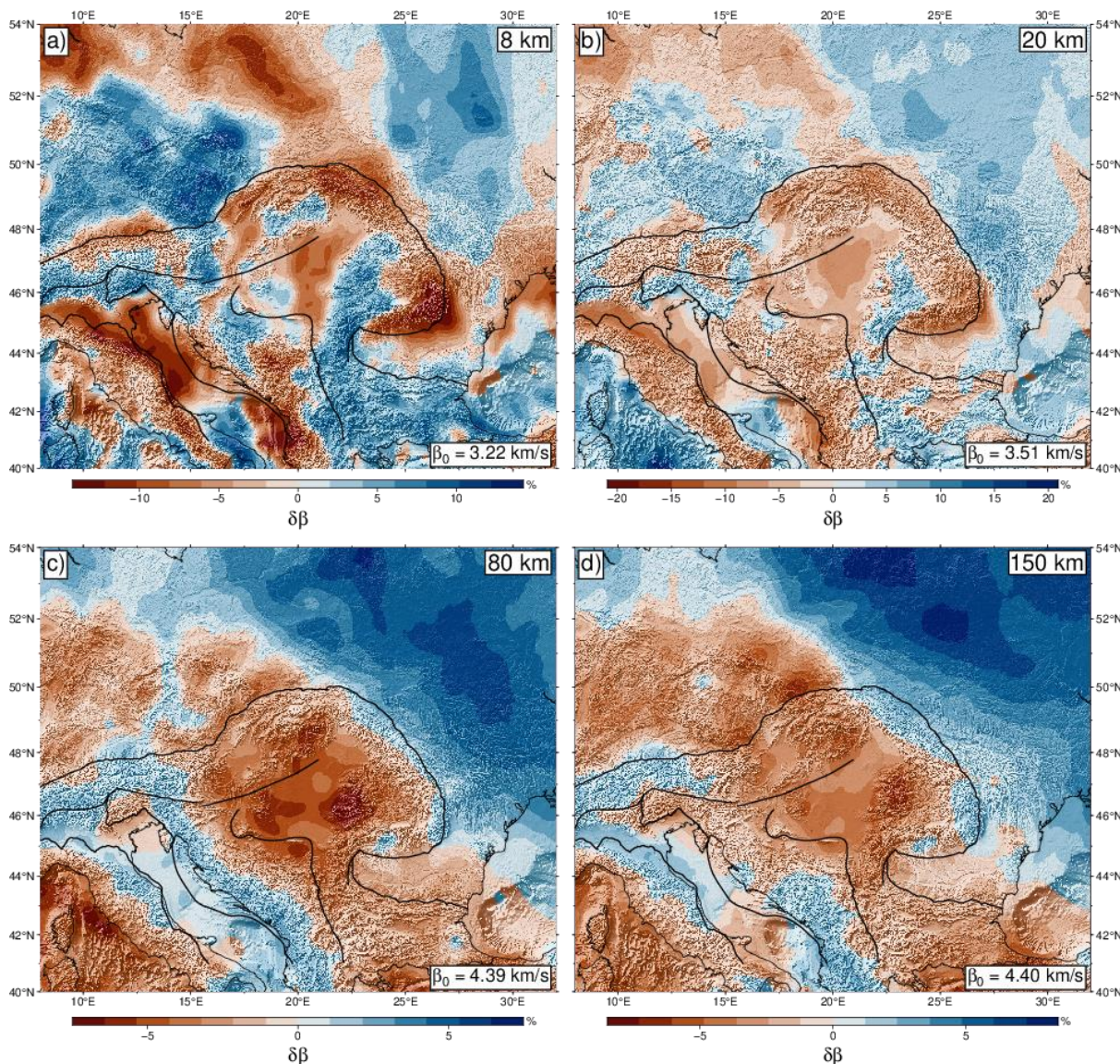
2.2.7. ábra: Az 1D S-hullám sebesség-inverzió eredményei a Keleti-Alpokra (balra), a Cseh-masszívumra (középen) és a Pannon-medencére (jobbra). A helyszíneket lásd a 2.2.6. ábrán. A felső panel (a-c) a szintetikus (piros) és a mért (fekete folytonos vonalak) diszperziós görbéket mutatja a figyelembe vett megbízhatósággal (szürke terület). Az alsó panel (d-f) a kapott 1D modelleket mutatja. A szürke modellek a mintavételezett modelltér, a színes modellek pedig az inverzió által elfogadott modelleket mutatják. A fehér folytonos vonal az elfogadott modellek centroid értékét mutatja.

Az 1D modellek jól szemléltetik a három különböző tektonikai környezetet. A keleti Alpok és a Cseh-masszívum alatt egy kifejezett, magas S-sebességű anomáliát találunk egészen 200 km mélységig, ami valószínűleg a mélybe süllyedt köpeny litoszférájához kapcsolódik (Kästle et al. 2018; Lippitsch et al. 2003), míg a Pannon-medence alatt anomálishan vékony litoszférát láthatunk, amely sekély asztenoszféra fölött helyezkedik el, amit az S-hullám sebességek erős csökkenése jelez. Ezen kívül a kéregben jól látható az Alföld mély üledékes rétegeinek a hatása is, alacsony sebességekkel.

Az 1D inverziót minden, a célterületen található 33.981 pontra végrehajtottuk, majd ezekből a lokális modellekből egy 3D adathalmazt alkottunk.

2.2.6. Horizontális metszetek

A 2.2.8. ábrán pár, a 3D modellből kinyert horizontális metszet látható. A fázis-sebesség térképekhez hasonlóan, az adatok itt is egy átlagos sebességértéktől vett eltérést szemléltetnek.



2.2.8. ábra: A 3D S-hullám sebességmodell horizontális térképi metszetei 8, 20, 80 és 150 km mélységben. A sebesség perturbációk átlagsebesség értékekhez viszonyítva.

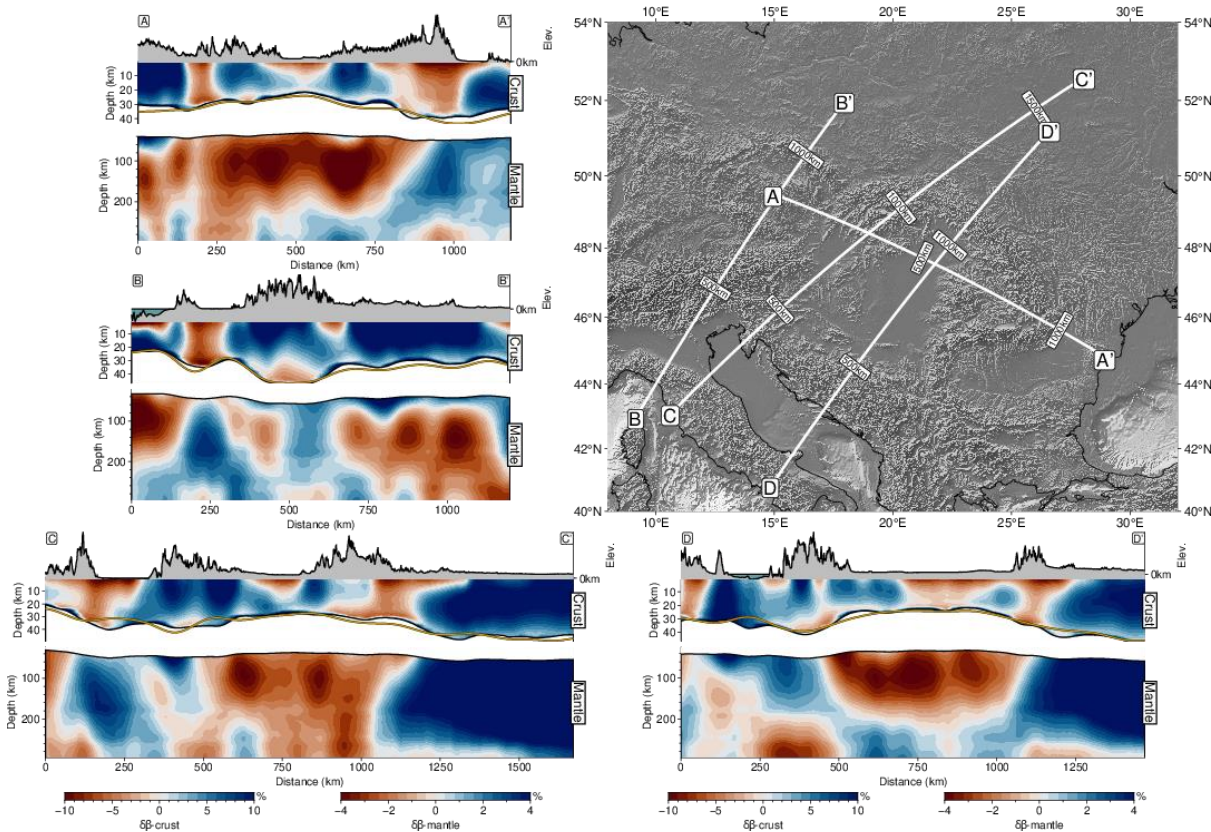
A kis mélységekben a mély üledékes medencék, mint az Alföld, a Duna-, a Dráva-, a Molasse- és a Lengyel-medence, valamint az orogén ékek erős negatív sebességanomáliára utaló jeleket mutatnak. Nagyobb mélységben (80 km) a Pannon-medence alatti asztenoszféra egyértelműen leképeződik. A Kárpátoktól északkeletre, az Európai platform vastag litoszféráját magas S-hullám sebesség jelzi. Az is figyelemre méltó, hogy a KPR mellett az Alpok, a Dinári és a Kelet-Kárpátok szubdukciós zónái is nagy részletességgel jelennek meg a térképen.

Ennél is nagyobb mélységekben (150 km) a mély szubdukciós zónák körvonalai szintén kirajzolódnak (Alpi, Appennini, Hellén), viszont a Dinári-hegység északi része alatt negatív anomáliát tapasztalunk. Ez egyértelműen egy ún. *slab-gap* jelenlétét igazolja, mely létezésének kérdése már régóta képezi tektonikai viták tárgyát (Lippich et al. 2003; Paffrath et al. 2022). Az

Északi-Kárpátoktól észak-keletre egy alacsony sebességű zóna követhető északkeleti irányban. Ennek az anomáliának jelenléte egy mélyről jövő asztenoszféra áramlás bizonyítéka lehet.

2.2.7. Vertikális metszetek

A 2.2.9. ábrán vertikális metszetek láthatók néhány kiválasztott szelvény mentén. Az ábrák a topográfián felül a kéreg- és köpenybeli sebességeket mutatják. A kéreg és a köpeny elválasztva szerepel külön színskálával és vertikális nagyítással.



2.2.9. ábra: Vertikális metszetek a 3D sebességmodellből. A metszetek helyzetét a jobb felül található térképi nézet mutatja. Az egyes vertikális metszetek 3 panelből állnak. A felső mutatja a metszet mentén a topográfiai viszonyokat. A középső és alsó panelek a kéregre és a köpenyre koncentrálnak, eltérő színskálával és vertikális nagyítással. A sebességmodellt az inverzió által meghatározott Moho-mélység alapján választottuk ketté. A sárga folytonos vonal a kéreg panelen a Moho mélységet mutatja Grad et al. (2009) alapján.

Az AA' metszet a Cseh-masszívum területéről indul, keresztülvágja az Északi-Kárpátok nyugati részét, az Alföld északi területét, az Erdélyi-középhegységet, a Keleti-Kárpátokat, majd végül a Fekete-tenger partjánál végződik. A kéregben megfigyelhető egy hangsúlyos negatív anomália Morávia területén, amely a teljes kéreg vastagságában jelentkezik. Ezen kívül látható egy ún. extenziós rift szerkezet (Északi-Kárpátok – Erdélyi-középhegység), közöttük pedig az Alföld mély üledékes rétegei jelentkeznek negatív anomáliaként. A Keleti-Kárpátok alatt a kéregben jellegzetes orogén ék látható, mely az itt felgyült üledékek hatása miatt negatív sebességanomáliával jellemezhető. Mélyebben, a köpenyben látható egy nagy negatív sebességanomália, amely a Pannon-medence teljes területét kitölti. Ez az anomália az adatok alapján mélyebb részek felé is csatlakozik. A Keleti-Kárpátok alatt látható pozitív sebességanomália pedig – amely benyúlik a

Pannon-medence alá is – az éppen leszakadó Vranca-szubdukció egyértelmű hatása.

A BB' metszet Korzika északi részéről indul és az Alpokat átvágva a Lengyel-medence déli részénél végződik. Ennél a metszetenél megfigyelhető a kéregben az egyes üledékes medencék hatása negatív anomáliaként (Pó-medence, Molasse-medence, Lengyel-medence déli része). A köpenyben megfigyelhető az Appennini szubdukció, illetve az Európai platform óceáni részének szubdukciója az Alpok alatt.

A CC' metszet az Appenninek északi részéről indul és mélyen az Európai Platformon belül végződik. A kéregben itt is láthatóak a váltakozó üledékes és kristályos kőzetek kontrasztja. A köpenyben megfigyelhető az Appennini szubdukció, mely délkeleti irányban szubdukálódik és mélyen lenyúlik a köpenybe. A modell kevésbé megbízható ezen a területen, a ritkább állomáslefedettség miatt. Ezzel ellentétben az Észak-Dinári szubdukció jól azonosítható. Az itt szubdukálódó visszagördülő lemez jóval vékonyabb, illetve sekélyebb mélységig nyúlik le. A metszet észak-keleti részén látható még az Európai Platform vastag litoszférájának a hatása. Itt a litoszféra eléri a 200-250 km vastagságot it.

A DD' metszet a Déli-Appenninek területéről indul és az Alföld területein áthaladva szintén az Európai Platform területén ér véget. A kéregben szintén nyomon követhetők jó felbontásban az üledékes medencék és orogén övek. A köpenyben megfigyelhető a Hellén-szubdukció, amely kontrasztban a Dinári szubdukcióval, mélyre (~200 km) lenyúlik és részben kapcsolódik egy mélyebb pozitív anomáliához. Az Észak-Keleti Kárpátok alatt szintén szubdukcióra utaló jeleket láthatunk, azonban a ritka állomáslefedettség miatt ennek az anomáliának a jelenléte további kutatást igényel.

2.2.8. Összefoglalás, konklúzió

A kutatás során tehát összeállítottunk egy teljes AN és EQ adathalmazt a tágabb Pannon-Kárpát térségre vonatkozóan az összes rendelkezésre álló ideiglenes és állandó állomás felhasználásával. Ezek alapján a teljes litoszféra konzisztens leképezésére nyílt lehetőség a homogenizált diszperziós görbéken alapuló közös inverzióval.

Megmutattuk az AN és EQ adatsorok közötti eltérést is. Ezt a hatást egy távolságtól és periódustól függő tényezővel korrigáltuk. Az együttes tomográfiai inverzió eredményeül kapott tomográfiai modell jelentős változatosságot mutat a litoszféra vastagságában és tulajdonságaiban, melyek a régió mélytektonikai mechanizmusaihoz kapcsolódnak. Kis mélységben erős negatív sebességanomáliák utalnak a mély üledékes medencékre, mint például az Alföld, a Kisalföld, a Dráva-, a Molasse- és a Lengyel-medence. Modellünk jó összhangban van a szakirodalomban publikált korábbi tomográfiai modellekkel és aktív szeizmikus kutatásokkal is (*Ren et al. 2013; Schippkus et al. 2018; Szanyi et al. 2021*).

Nagyobb mélységben a Moho topográfia jellegzetességei és az asztenoszféra kapcsolódó feláramlása a Pannon-régió alatt jól leképezhető. A közös adathalmaznak és a nagy állomássűrűségnek köszönhetően az is figyelemre méltó, hogy a Pannon-térség mellett az Alpok, a Dinári és a Keleti-Kárpátok szubdukciós zónái is nagy részletességgel felbontásra kerültek.

Összességében a mikroszeizmikus háttérzajon és a földrengés alapú diszperziós görbéken alapuló közös inverzió eredményei jelentősen hozzájárulnak a Pannon-medence geológiájának és geodinamikájának jobb megértéséhez.

3.

A Pannon-medence szeizmicitása

Szerzők:

Czece Barbara¹

Győri Erzsébet¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

3.1. Bevezetés és célkitűzés

Az első földrengés, amit ismerünk Magyarország területéről, 456-ban keletkezett Savaria, a mai Szombathely környezetében. Az azóta eltelt időben is számos érezhető és károkat okozó földrengésről van tudomásunk. A legerősebb földrengés 1763-ban Komárom térségében pattant ki, erőssége közelítőleg olyan lehetett, mint a 2009-ben az olaszországi L'Aquilában ($M_w=6,3$) vagy a 2020 végén Horvátországban, Petrinjában keletkezett ($M_w=6,4$) földrengéseké. De meg kell említeni az 1810-es móri, az 1911-es kecskeméti, az 1925-ös egri, az 1956-os dunaharaszti és az 1985-ös berhidai földrengéseket is, amelyek szintén jelentős károkat okoztak.

A XX. század elejéig a földrengések helyéről, idejéről és erősségéről csak a korabeli beszámolók adtak információt. Az első szeizmológiai műszerek, amelyek már regisztrálták is a keletkezett talajmozgást, a XIX. század végén jelentek meg. Magyarországon az első szeizmográf üzembe helyezésére 1902-ben került sor Budapesten, a Földtani Intézet pincéjében, majd 1905-ben Kövesligethy Radó megalapította a Budapesti Földrengési Observatóriumot. Magyarországon ekkor öt helyszínen működtek analóg szeizmométerek (Budapest, Fiume, Ógyalla, Temesvár, Zágráb). Az azóta eltelt időszak történelmi viharai nem kímélték az állomáshálózatot sem. Az első világháború kitörésekor 10 állomás működött az országban, majd a háborút követő békeszerződések után mindössze négy maradt a jelenlegi határokon belül. Ezek száma nem is változott jelentősen a 90-es évek elejéig, sőt volt olyan időszak, amikor mindössze egy állomás működött. A digitális korszak beköszöntétől kezdve az állomások száma fokozatosan nőtt, és minőségük is jelentős javuláson ment keresztül.

Az 1995-ös év tekinthető egy mérföldkönek, amikor a Paks körüli Mikroszeizmikus Mérőhálózat 10 digitális állomással megkezdte a működését. Emellett a Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet 3 digitális és egy analóg szeizmográfot működtetett az ország területén. A 14 állomásból álló hálózat sűrűsége ekkor érte el azt a szintet, hogy az országban kipattanó földrengések helyét már pontosabban meg lehetett határozni és elkezdődhetett a rutinszerű hipocentrum meghatározás.

A földrengések paraméterei az éves „*Hungarian Earthquake Bulletin*” című kiadványokban jelentek meg, melyeket 1996 és 2001 között a GeoRisk Kft, 2002 és 2010 között a GeoRisk Kft. és a Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet közösen publikált. 2011 óta a Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium a kiadványt önállóan, Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin (*Hungarian National Seismological Bulletin*, HNSB) néven jelenteti meg, magyar és angol nyelven egyaránt.

A földrengések kipattanási helyének, erősségének minél pontosabb meghatározása a szeizmológia alapvető feladata. A földrengések hipocentrum paraméterei segítségével körvonalazódhatnak az esetleges törésvonalak, szeizmoaktív vetőzónák, tektonikus lemezhatárok, így elengedhetetlenek a megbízható veszélyeztetettségi számításokhoz és a geológiai interpretációhoz egyaránt.

A helymeghatározás 1995-től 2014-ig a Hypo71 (Lee és Lahr 1972) szoftver felhasználásával történt, majd 2015-től áttértünk az iLoc (Bondár és McLaughlin 2009b) szoftver alkalmazására. Így az elmúlt évtizedek során a módszerekben, a számítások során alkalmazott sebességmodellekben, valamint az eredményekben is inkonzisztencia figyelhető meg, aminek egységesítése egyik kiemelt célja volt a projektnek.

A lehető legkisebb hibával és torzítással terhelt katalógus létrehozása érdekében a projekt keretén belül ismételt meghatározásra kerültek az 1996 óta digitálisan feldolgozott események a HNSB által lehatárolt területen belül ($45,5^\circ\text{--}49^\circ\text{É}$; $16^\circ\text{--}23^\circ\text{K}$), a terület sebességviszonyait pontosabban

leíró, háromdimenziós sebességmodell és egy modern helymeghatározó algoritmus segítségével. Az így létrejött katalógus már megbízható becsléseket szolgáltat a többeseményes helymeghatározó algoritmusokhoz is.

Az 1996-tól kiadott bulletinek Magyarországon és közvetlen környezetében tartalmazzák a földrengések paramétereit. Mivel az ország területét nem csak a határokon belül kipattanó, hanem az országhatáron kívül keletkező nagyobb földrengések is veszélyeztetik, ezért a veszélyeztetettségi számításokhoz szükség van a tágabb környezet földrengéseit tartalmazó katalógusra is. A Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium a korábbi években is rendelkezett a Kárpát-medence – történelmi földrengéseket és műszeres adatokat egyaránt tartalmazó – földrengés katalógusainak különböző verzióival (Zsíros *et al.* 1988; Zsíros 2000; Zsíros 2014), ezek azonban nem voltak egységesek, a földrengések paramétereit különböző módon tartalmazzák és frissítésükre is szükség volt.

Ezért a projekt keretében kitűzött célunk volt egy lehetőség szerinti teljes, mind a történelmi, mind a műszeresen regisztrált földrengéseket tartalmazó, homogén földrengés-katalógus létrehozása is.

A fenti célok érdekében a következő vizsgálatokat végeztük el:

- A digitálisan regisztrált szeizmikus események helyének pontosítása, amit fejlett helymeghatározó szoftverek alkalmazásával értünk el.
- A jelenleg regisztrált események közel fele bányarobbantás, ezért szükséges azok elkülönítése a természetes eredetű földrengésektől.
- Egyesítettük a különböző, rendelkezésre álló adatbázisokat, így a történelmi földrengéseket tartalmazó magyar földrengés-katalógust (Zsíros 2014), az átdolgozott Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletinet, az International Seismological Center (ISC) katalógusait.
- A különböző adatbázisokban található, különböző magnitúdó értékeket összegyűjtöttük és a földrengés-veszélyeztetettségi számításoknál használt momentum magnitúdóra tértünk át.

3.2. Az 1996 és 2021 között kipattant szeizmikus események helymeghatározása az iLoc algoritmussal, háromdimenziós sebességmodell felhasználásával

3.2.1. Felhasznált adatok

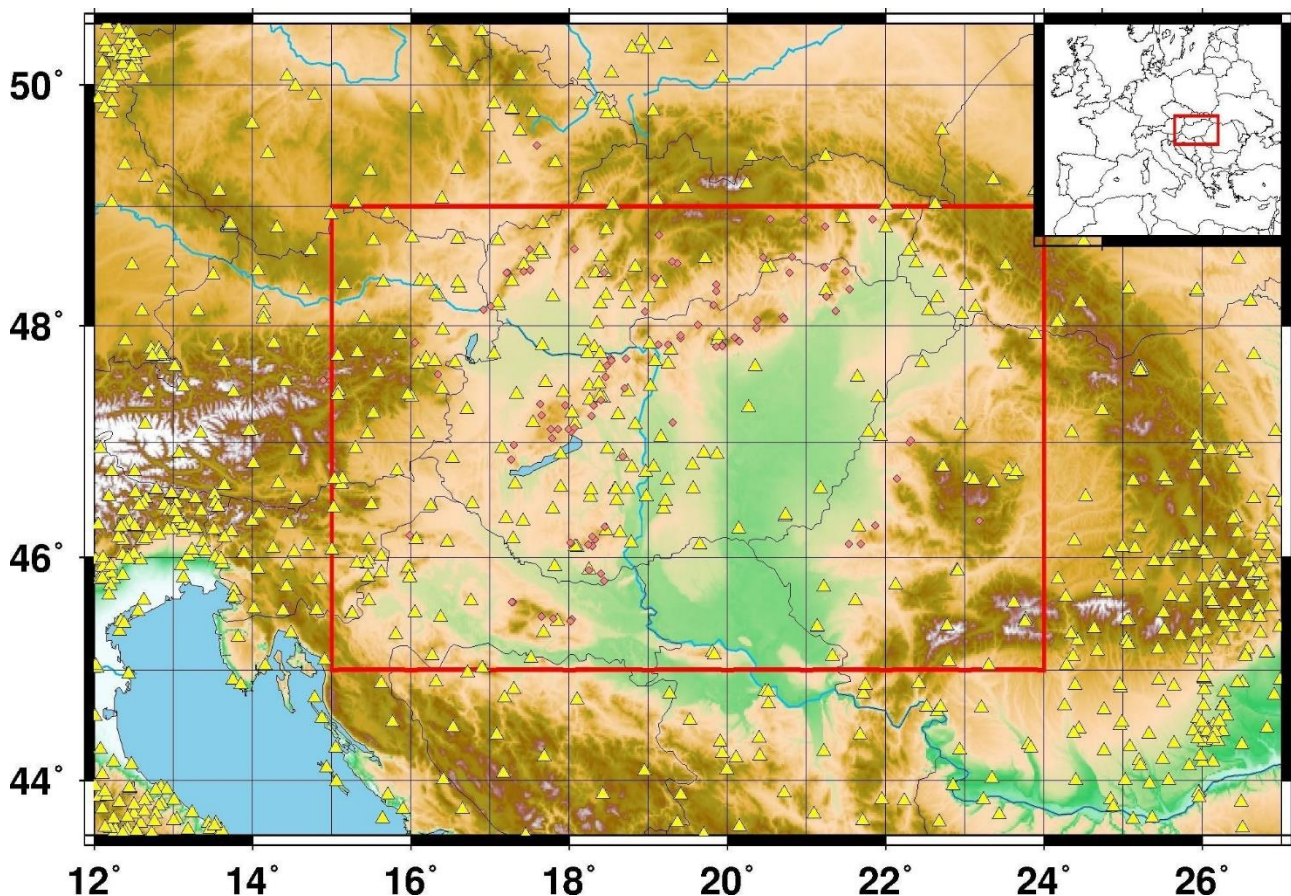
A földrengések helyének meghatározásához fázisadatokra van szükség, melyeket a szeizmológiai állomásokra beérkező jelek biztosítanak. A Magyar Nemzeti Szeizmológiai Hálózat (*Hungarian National Seismological Network* (HNSN), Kövesligethy Radó Seismological Observatory (doi:10.0.56.134/UH028726), ELKH, FI Hungary) az évek során jelentős fejlődésen ment keresztül. A permanens állomások száma folyamatosan nőtt, így a projektben kiemelt szereppel bírnak a hazai állomások. Mivel a szeizmológia nem ismer országhatárokat, az összes elérhető külföldi állomáson is kimérésre kerültek az első beérkezések, így a környező országok alább felsorolt hálózatai is adatforrásként szolgáltak (3.1. ábra):

- Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG), Austria
- University of Zagreb, Croatia
- National Institute for Earth Physics (NIEP, doi:10.7914/SN/RO), Romania
- Slovenian Environment Agency (ARSO, doi:10.7914/SN/SL), Slovenia
- National Network of Seismic Stations of Slovakia, Earth Science Institute of the Slovak

Academy of Sciences (ESI SAS, doi:10.14470/FX099882)

- Carpathian Branch of the Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine (IGPH), Ukraine
- Seismological Survey of Serbia
- GEOFON Seismic Network, Deutsches
- GeoForschungsZentrum (GFZ, doi:10.14470/TR560404)

A kutatási projekt során újra meghatároztuk az 1996 és 2021 között kipattant szeizmikus események hipocentrumát az iLoc algoritmussal (Bondár és McLaughlin 2009a; Bondár és Storchak 2011), és az RSTT háromdimenziós sebességmodell (RSTT, Myers et al. 2010) felhasználásával. Összesen 9586 esemény hipocentrumának meghatározására került sor. Mivel a kezdeti adatbázis nem minden esetben tartalmazta az összes elérhető releváns kimérést, ezért számos esetben felhasználásra került az International Seismological Center nyilvános adatbázisa* is. Bár az ISC adatbázis 1-2 éves késéssel publikálja a manuálisan ellenőrzött nemzetközi bulletineket, a felülvizsgálat nélküli egyedi feltöltések is publikusak. Abban az esetben, amikor rendelkezésre állt ISC kimérés, mely hozzájárult a pontosabb helymeghatározáshoz, hozzáadásra kerültek a saját adatainkhoz és részt vettek a helymeghatározásban.



3.1. ábra: A tanulmányban felhasznált regionális szeizmológiai állomások, melyek a fázis adatokat szolgáltatják. A piros rombuszok a bányaterületeket jelölik, a piros koordinátanégyszög mutatja a vizsgált területet.

* ISC, www.isc.ac.uk

3.2.2. Módszertan, az iLoc helymeghatározó algoritmus

Az iLoc abszolút helymeghatározó algoritmus az ISC lokátorának továbbfejlesztett változata. Mivel egy korábbi tanulmány (Bondár *et al.* 2018) jól demonstrálja, hogy hazánk területén az elérhető sebességmodellek közül a 3D-s RSTT (Myers *et al.* 2010) sebességmodellel érhetőek el a legpontosabb eredmények, ezért a helymeghatározásokat minden esetben ezzel végeztük el. Az RSTT 1x1 fokos gridháló mentén közelíti a sebességstruktúrát. A linearizált inverziós eljárás különösen érzékeny a bemenő paraméterekre, ezért az iLoc a kezdeti hipocentrum meghatározása céljából egy nemlineáris rácskereső (*grid search*) algoritmust alkalmaz, mivel a linearizált algoritmus gyakran esik a hibafüggvény (*misfit function*) valamelyik lokális minimumába. Ennek elkerülése érdekében a *neighborhood* algoritmus a kezdeti hipocentrum becslés körüli cellákban többször megoldja a feladatot, majd a legkisebb hibát eredményező cellák közelében levőket mintavételezi tovább. A globális minimum közelében vált át a klasszikus linearizált inverziós eljárásra. A linearizált inverzió során egy kezdeti becslést alkalmaz az adatok kovariancia-mátrixára, figyelembe véve a korrelált hibákat. Ezen hibák figyelmen kívül hagyása a hibaellipszis méretének alulbecsléséhez vezethet és a helymeghatározás szisztematikus torzítását eredményezheti. Az algoritmusok közül jelenleg csak az ISC lokátor és az iLoc az egyedüli, mely figyelembe veszi a menetidőbecslések korrelált hibáit. Az adatbázisban szereplő események hipocentruma minden esetben egyenként került meghatározásra és az inverzióban az összes elérhető szeizmikus fázis részt vett.

Az szeizmikus hálózat robbanásszerű fejlődésével nemcsak a helymeghatározás pontossága nőtt meg, hanem lehetőség nyílt arra is, hogy a korábbinál jóval kisebb magnitúdójú eseményeket is regisztráljunk. A Kárpát-Pannon-régió viszonylag nyugodt, a szeizmikus események többsége alacsony energiájú, nem érezhető. Éppen ezért a bányászati célú robbantások komoly problémát okoznak a természetes földrengések azonosítása során, ugyanis a robbantások energiája sokszor összemérhető a földrengések során felszabadult energiával. A másik nehezítő tényező, hogy a kőbányák gyakran olyan területen találhatóak, ahol természetes eredetű szeizmicitás is megfigyelhető.

Obszervatóriumunk minden évben összegyűjti a bányakapitányságok által visszaigazolt robbantásos, antropogén eredetű eseményeket, melyek a későbbi adatbázisban *ground truth* (GT2) alapeseményekként (Bondár *et al.* 2004; Bondár és McLaughlin 2009b) szolgálnak. Ezeknek az alapeseményeknek a jelentősége kiemelkedő a helymeghatározások hibáinak mérése során. Ezen kívül a különböző többeseményes helymeghatározó algoritmusok (pl. Bayesloc) *a priori* információiként is szolgálnak, lehetővé téve a Pannon-medence szeizmicitásának, sebességviszonyainak jobb modellezését. Azok az események esnek GT2 kategóriába, melyeknél az epicentrum 2 km pontossággal ismert (95%-os konfidencia szint mellett). Mivel a bányaterületeken kisebb-nagyobb köfejtések vannak, csak a GT2 kritériumainak tesznek eleget a visszaigazolt robbantások. A kutatási időintervallumban összesen 978 db esemény kapott **GT2** azonosítást. A legjelentősebb bányaterületeket, ahonnan ezek az események származnak, a 3.1. táblázat mutatja.

A bányakapitányságok által visszaigazolt események viszont nem fedik le a teljes antropogén tevékenységet, így további megkülönböztetésre van szükség. A földrengésnek tekintett események időbeli eloszlásán megfigyelhető, hogy egy nappali csúcs rajzolódik ki (3.2. ábra), miközben a természetes földrengések időbeli eloszlása egyenletes, nem függ a napszaktól, éjjel és nappal egyaránt bármikor előfordulhatnak.

A bányák által visszaigazolt GT események azonosítása után a jelöletlen antropogén események eltávolítására többféle módszert is alkalmaztunk.

Bányaterület	GT2 események száma
Várvölgy	23
Miskolc	28
Tálya	64
Tatabánya	61
Szanda	19
Iszkaszentgyörgy	104
Sejce-Vác	67
Kisnána	32
Komló	88
Nagylóc	47
Bükkösd	47
Dunabogdány	9
Bercel	25
Ugod	21
Gyöngyössolymos	12
Gánt	39

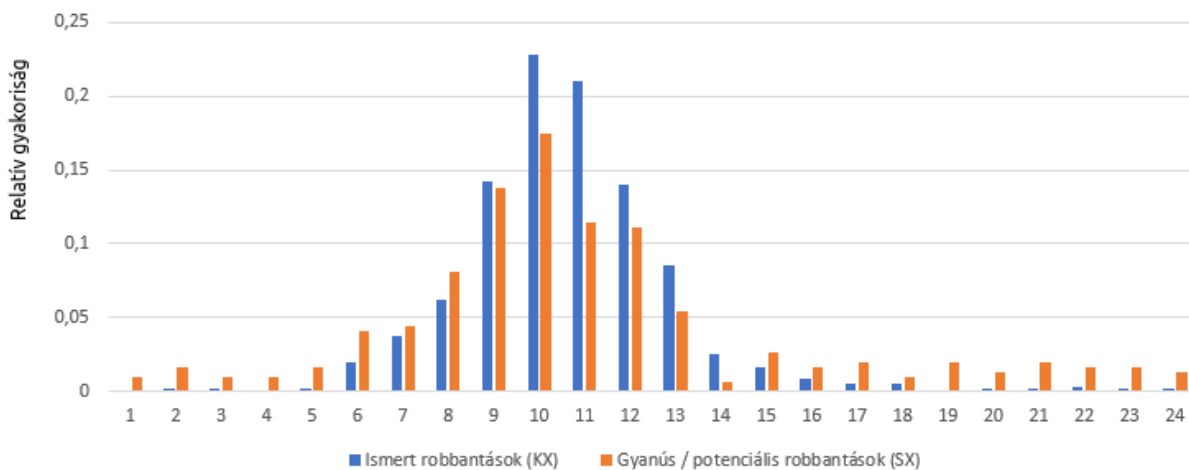
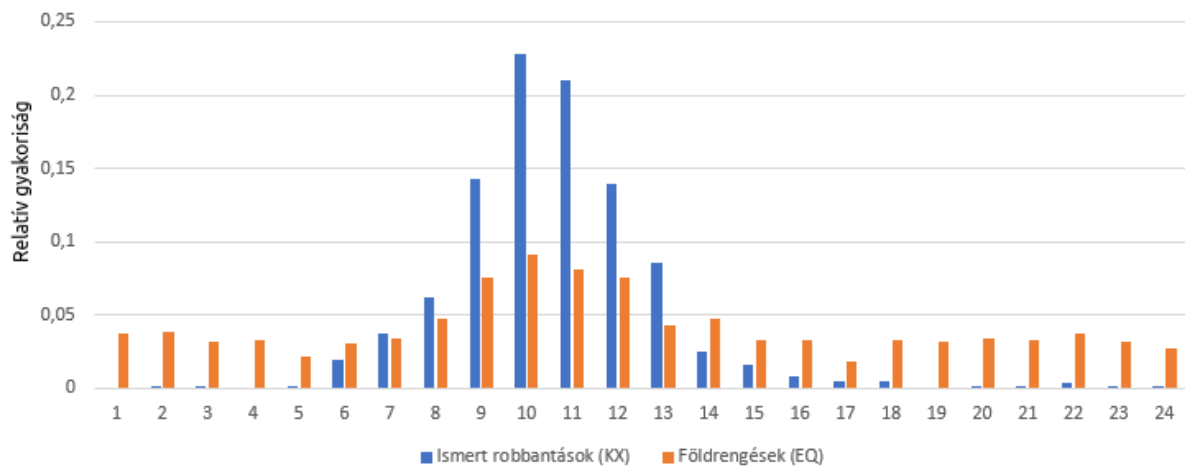
3.1. táblázat: A fontosabb GT alapeseményeket produkáló bányaterületek Magyarország területén.

A szeizmológiai állomásokra beérkező első látható jelet a primer P-hullám okozza, mely ideális esetben (megfelelő jel/zaj arány) tisztán látható. Ezeket követik a kisebb sebességgel terjedő S-hullám beérkezések, melyet egy földrengés esetén nagyobb amplitúdó jellemez (Havskov és Ottemöller 2009). Ha a detektált esemény antropogén eredetű (a bányarobbantások mellett ide értendő az összes robbantásos kitermelési eljárás is), akkor az energia a felszínen, vagy nagyon sekély mélységben, hirtelen szabadul fel. Természetes eredetű földrengés esetén a felszabaduló energia egy kéregbeli vetősík mentén, viszonylag nagy térfogattól és nem nulla mélységből származik. Mivel a robbantások nagyon sokfélék lehetnek (mind a geometriát, mind a töltetet tekintve), ezért az antropogén hullámformák is nagyon változatosak. Egy természetes földrengést ideális esetben kis P-hullám, és nagyobb S-hullám amplitúdó jellemez, míg antropogén jelkeltés esetén a geometriából fakadóan az első beérkezés után nagy felületi hullám jelenik meg, mely a természetes eredetű földrengésekre nem jellemző.

Így az egyik leghasznosabb elkülönítési módszer a hullámforma-korreláción alapuló klaszterezési eljárás, ahol a térben egymáshoz közeli, hasonló hullámformájú események a korrelációs koefficiensük alapján csoportosíthatók, kigyűjthetők. Ehhez a többeseményes helymeghatározáshoz is felhasznált korrelációs koefficiensok szükségesek. A legnagyobb, legsűrűbb klaszterek esetén eredményesen alkalmazható a módszer, viszont vannak olyan területek, ahol kedvezőtlen az állomások lefedettsége, és nincs a klaszterhez közel elegendően nagy számú műszer.

Azokon a területeken, ahol nem volt lehetőség a mátrixanalízisre, térinfomatikai módszerek alkalmazásával jelöltük meg a feltételezeten antropogén eredetű eseményeket. A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat publikus bányatelek-nyilvántartás térképe segítségével, a kitermelt nyersanyag alapján lehatároltuk azokat a bányaterületeket, ahol vélhetően robbanóanyag alkalmazása szükséges.

Ezután a bányaterületet határoló poligonok körül dinamikus (időben és térben változó) szűrőparaméterek segítségével megjelöltük a potenciális robbantásokat, figyelembe véve a helymeghatározások pontosságát leíró hibaellipsziseket is. A szűrőparaméterek tesztelését és validálását követően létrejött a „potenciális robbantások (SX)” eseménycsoport (3.2. ábra), mely korábban természetes földrengésként (EQ) szerepelt a bulletinokban. Jól látható, hogy a kiszűrt, potenciálisan robbantásos események (SX) időbeli eloszlása nagyon jól leköveti az ismert vagy visszaigazolt robbantások (KX) eloszlását. Mivel a legjobb szűrőparaméterek mellett is bekerült néhány éjjeli esemény az SX csoportba, ezért egy időbeli szűrést is alkalmaztunk, így csak a reggel 6 óra és délután 4 óra közötti események kerültek végleges eltávolításra. Az eljárással így további 845 db esemény került robbantásként megjelölésre az adatbázisban (3.3. ábra).

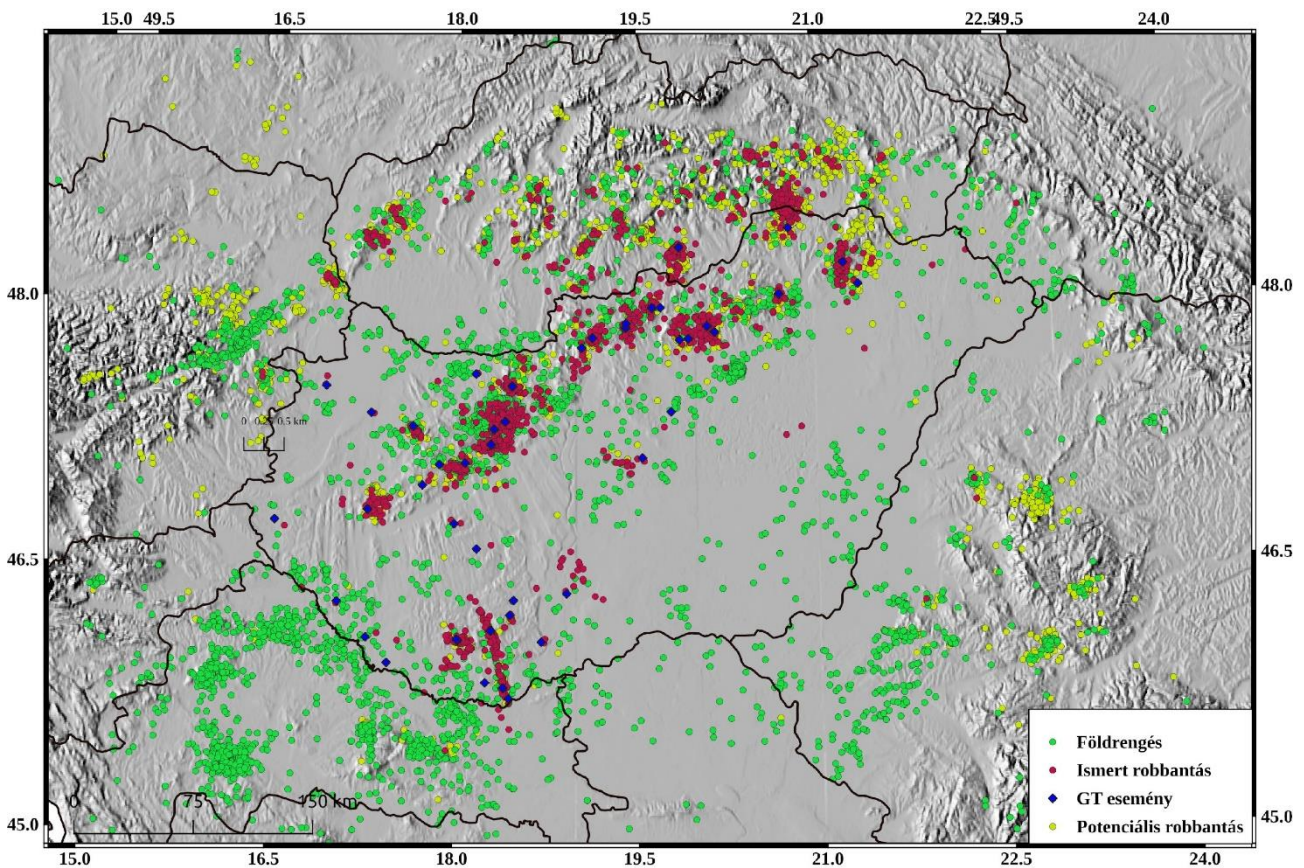


3.2. ábra: Az ismert robbantások és a földrengésként nyilvántartott események időbeli eloszlása (fent); az ismert robbantások és az algoritmus által potenciális robbantásként kiszűrt események időbeli eloszlása (lent).

Az adatbázis jelenleg 4579 db természetes eredetű földrengésként jelölt eseményt tartalmaz. A fenti módszerekkel eltávolított robbantások után a földrengések kipattanási idejének eloszlása egyenletesebbé vált, de a bulletineket továbbra is jellemzi egy kisebb fokú szennyezettség.

Lokális távolság (<150 km) esetén egy földrengés mélysége kiszámítható a direkt fázis beérkezési idejéből, ekkor a vertikális lassúság (*slowness*) gyorsan változik a mélységgel. Általában, amennyiben egy állomás közelebb van a hipocentrumhoz, mint a földrengés mélységének a

kétszerese, akkor nagy pontossággal megállapítható a mélység.



3.3. ábra: A felülvizsgált események eloszlása 1996. januártól 2021. decemberig: természetes eredetű földrengések (zöld), GT2 események (kék), ismert robbantások (piros), potenciális robbantások (sárga).

Az iLoc helymeghatározások során a földrengés mélysége szabad paraméter, amennyiben:

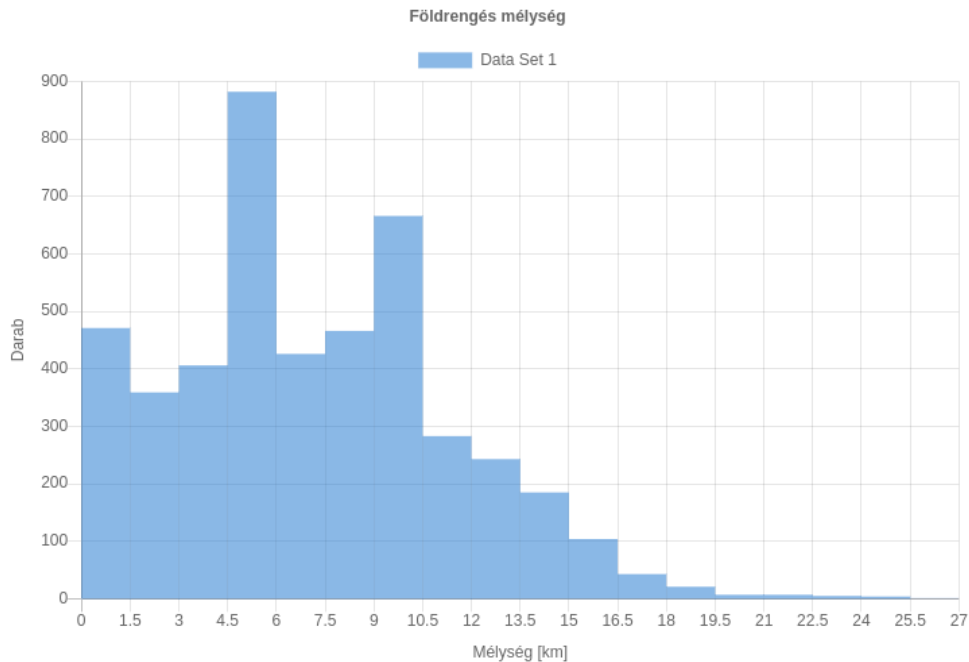
- rendelkezésre áll jó lokális állomáshálózat, vagyis több állomás $0,2^\circ$ -on belül,
- legalább három mélységfázis,
- legalább 3 magreflexió,
- legalább 3 S-P fázispár 3° -os távolságon belül.

Azokban az esetekben, amikor a mélység nem szabad paraméter, az iLoc egy alapértelmezett helyi gridháló alapján rögzíti a mélységet. Ez az alapértelmezett gridháló $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ rácsháló mentén, EHB (*Engdahl, van der Hilst and Buland catalog (Engdahl 1998)*) és ISC adatok alapján határozza meg az alapértelmezett mélységet a korábbi, szabad paraméteres meghatározásokból. Mivel ezek a rögzített mélységek sok esetben nem a legjobb becslések, ezért minden rögzített esetben szükséges a mélység felülvizsgálata. Ezért ezek az események ellenőrzésre kerültek és az adatokra legjobban illeszkedő mélység került kiválasztásra.

Az antropogén eredetű események fentebb bemutatott kiválogatása után így a kutatási időintervallumban 4579 db földrengésként azonosított szeizmikus eseményt határoztunk meg. Jól látszik, hogy az események túlnyomó többségének mélysége 5-10 km közötti (*3.4. ábra*), ahogy az várható hazánk területén. Bár elvétve akad 1-2 nagyobb mélységbe lokalizált földrengés, de ezek a mélységek nagy hibával terheltek.

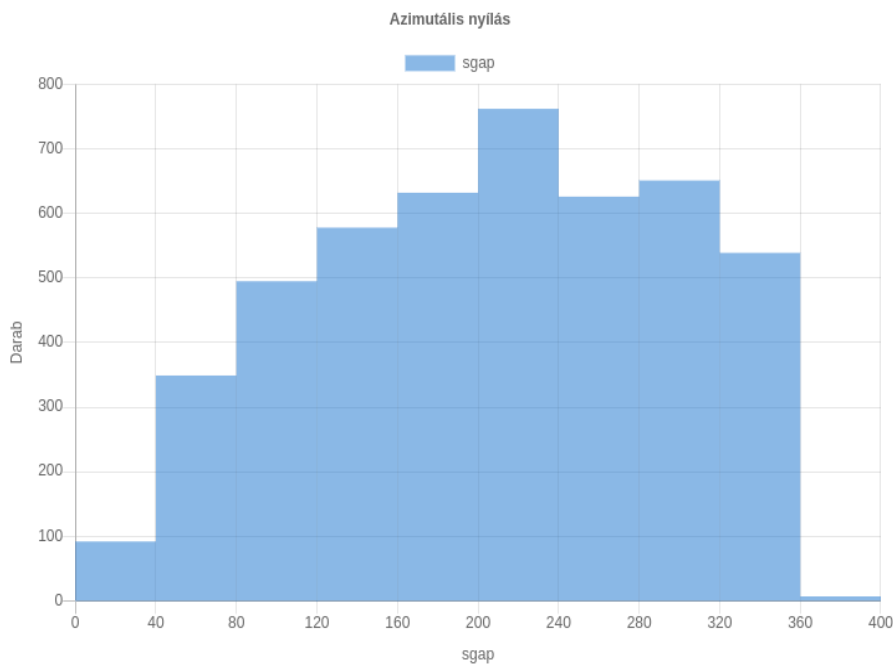
A helymeghatározások során minőségellenőrzésre is szükség volt. Azok az események, amelyek

a kedvezőtlen állomásgeometriából fakadóan 340° -nál nagyobb másodlagos azimutális nyílással rendelkeztek, és ebből következően a helymeghatározás bizonytalan volt, sok esetben eltávolításra kerültek az adatbázisból. A hibaellipszis nagyságától függően szintén eltávolításra kerültek azok az események is, melyeknél a hibaellipszis tengelyeinek mérete túlmutatott a geológiai értelmezéshez szükséges hiba határán.



3.4. ábra: Az átdolgozott Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin földrengés-mélységeinek gyakorisága, eloszlása.

Összességében megállapítható, hogy a tanulmányban szereplő földrengések nagyrészt kedvező állomásgeometriával rendelkeznek, a másodlagos azimutális nyílás nagysága a legtöbb esetben megfelelő, átlagos értékük 206° (3.5. ábra).

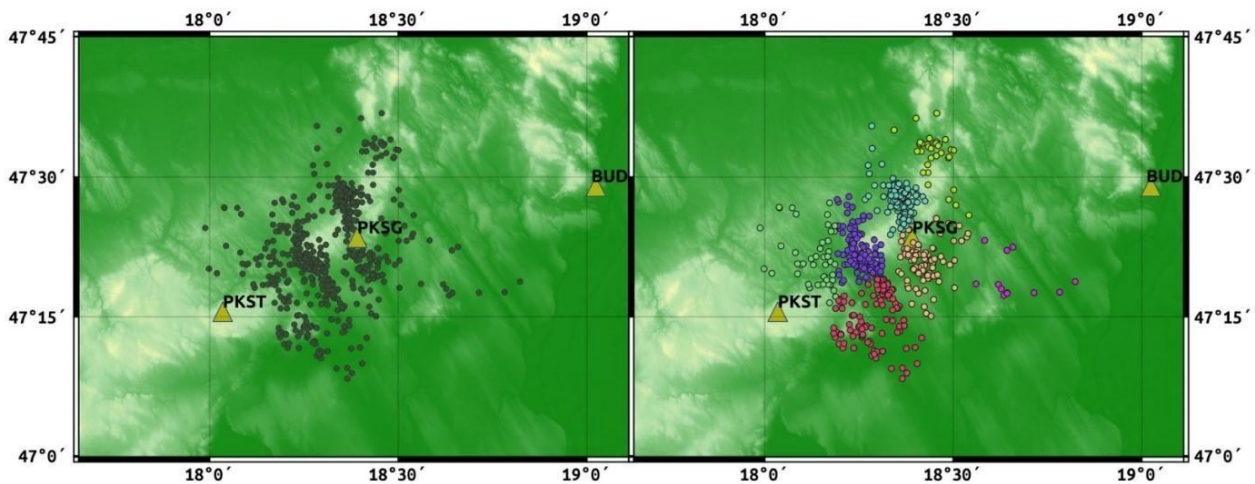


3.5. ábra: A tanulmányban szereplő földrengésekre jellemző másodlagos azimutális nyílás nagysága.

3.2.3. Többeseményes helymeghatározások

Az iLoc helymeghatározásokon túlmenően néhány arra alkalmas eseményklaszter többeseményes helymeghatározó algoritmussal is feldolgozásra került. A Double-Difference Algoritmus (Waldhauser és Ellsworth 2000) egy olyan relatív földrengés helymeghatározó módszer, melynél a helymeghatározás elvégzéséhez abszolút menetidő-mérések, valamint a hullámformák keresztkorrelációjából származó P- és S-hullám differenciális menetidő-adatok egyaránt alkalmasak. Kombinálja a hullámforma-keresztkorrelációval meghatározott differenciális időket, valamint a katalógusadatokból számított egyes fázisok beérkezési idői közötti különbségeket úgy, hogy minimalizálja a reziduálokat (*double-difference*) minden egyes eseménypárra, pontosítva a hipocentrumok közötti vektorkülönbségeket. Éppen ezért előnye, hogy nincs szükség az esemény, és az állomás közötti hullámútra, sem állomáskorrekciók használatára. A korreláló események közötti távolságot a differenciális idők pontosságával, a nem korreláló események közöttit pedig az abszolút menetidők pontosságával határozza meg.

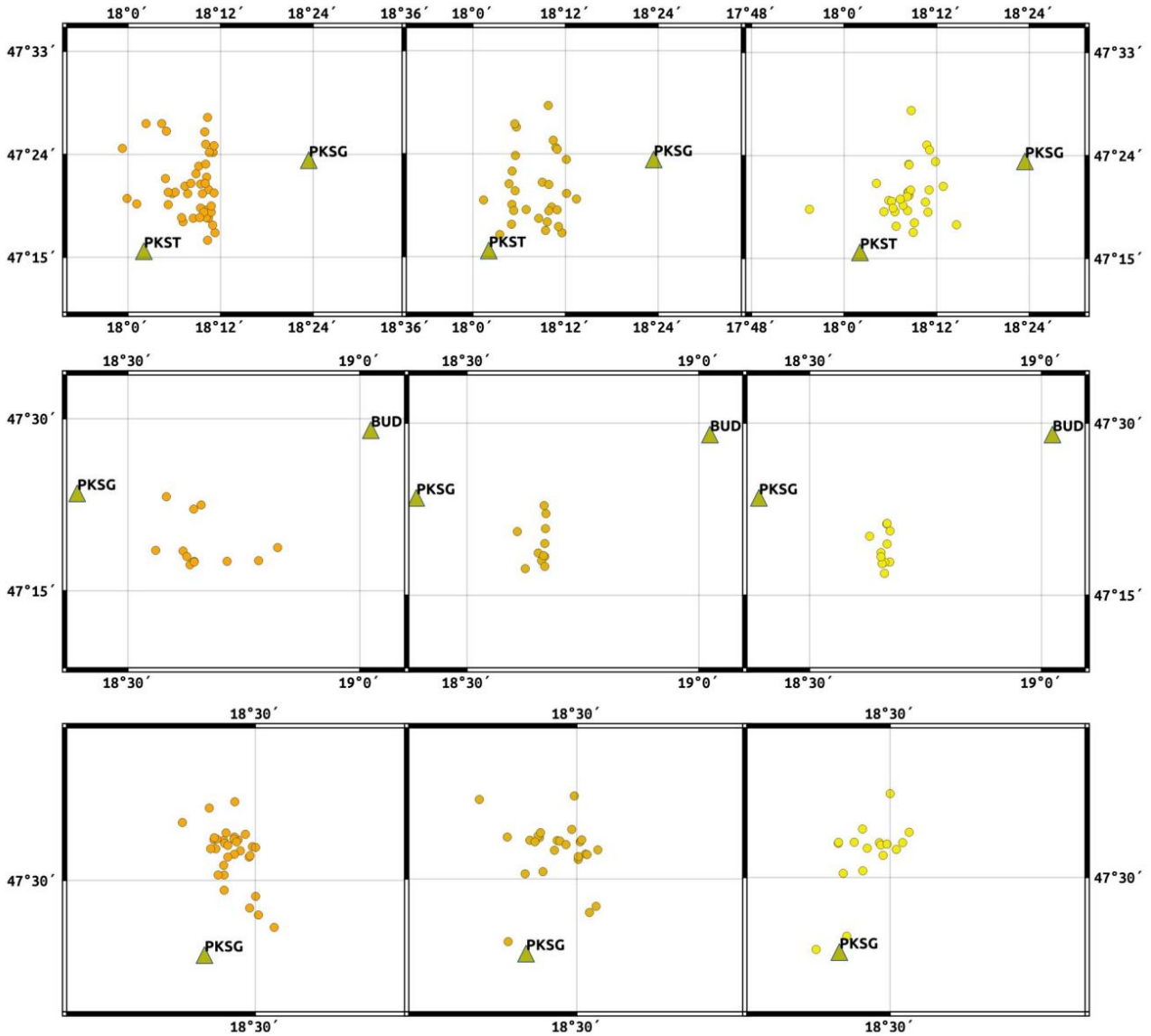
Az egyik legnagyobb kihívást és figyelmet érdemlő eseményklaszter a Gánt környéki kevert, mesterséges és természetes eredetű eseményeket is tartalmazó klaszter (3.6. ábra). A hullámforma korreláció elvégzésével jelentős mennyiségű új adathoz jutottunk hozzá, mely segítette mind a diszkriminációt, mind a helymeghatározások pontosítását is (3.7. ábra).



3.6. ábra: Az eredeti klaszter (bal) további bontása (jobb) távolságon alapuló hierarchikus klaszterezési eljárással.

Az átdolgozott katalógusban összesen 7 db eseményklaszter többeseményes analízisének eredménye található meg preferált megoldásként, melyek minden esetben jelentősen javították az iLoc helymeghatározásokat.

Összességében a projekt során 9586 db szeizmikus esemény helymeghatározására került sor az iLoc algoritmussal, RSTT sebességmodell felhasználásával, illetve a double-difference algoritmussal. További mesterséges, antropogén eredetű események kerültek eliminálásra, így az adatbázisban maradt földrengések alkalmassá váltak a geológiai értelmezésre. Egységesen átdolgozásra került a teljes Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin, és a Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatóriumban bevezetésre került a jelen projektben alkalmazott módszer. Ez lehetővé teszi, hogy egységesen bővítsük az adatbázist minden évben az új földrengés adatokkal.



3.7. ábra: Vegyes eseményklaszter iLoc kezdeti hipocentrumai (bal oszlop), hypoDD megoldásai menetidő adatokkal (középső oszlop), hypoDD megoldásai a menetidő és differenciális idő adatokkal együttesen (jobb oszlop).

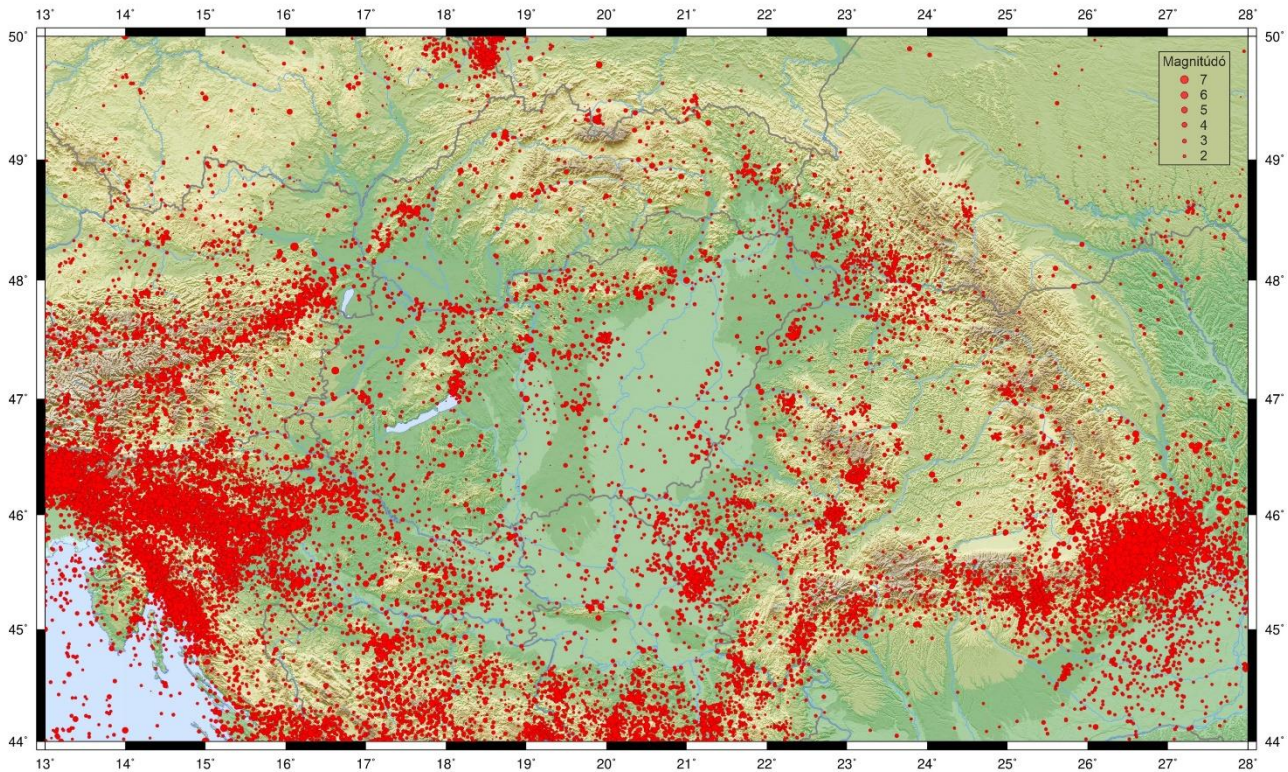
3.3. A Kárpát-Pannon-régió földrengés-katalógusának előállítása

3.3.1. A felhasznált adatok forrásai, a katalógus előállítása

A Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium a korábbi években is rendelkezett – történelmi földrengéseket és műszeres adatokat egyaránt tartalmazó – földrengés katalógusokkal. A Zsíros Tibor és munkatársai által 1988-ban publikált katalógus (Zsíros *et al.* 1988) a 456 és 1986 közötti időszakból tartalmazott 5022 eseményt. A 2000-ben megjelent katalógusban pedig 1995-ig található összesen 20478 földrengés a 44-50°É szélességi és 13-28°K hosszúsági körök által bezárt területről (Zsíros 2000).

A legutolsó, már 70615 feljegyzést tartalmazó, kizárólag számítógépes állományban rendelkezésre álló adatbázis (Zsíros 2014) szintén Zsíros Tibor sokéves gyűjtőmunkájának az eredménye. A katalógus a 456-tól 2010-ig tartó időszakból tartalmaz földrengéseket, eloszlásukat a 3.8. ábra

mutatja. Benne az egyes rengések időpontja, koordinátái, helyszíne, epicentrális intenzitása mellett megtalálhatók az erősséget jellemző és a veszélyeztetettségi számításokhoz használt momentum magnitúdók is. Azonban problémát jelent, hogy ezek származtatása nem visszakövethető. Bár az alkalmazott korrelációs összefüggéseket megadta a szerző, de a kiindulásként felhasznált eredeti magnitúdó értékeket és típusokat nem, így az adatbázis egy későbbi továbbfejlesztéshez, pontosításhoz ilyen formában nem használható fel.



3.8. ábra: A Kárpát-medence szeizmicitása (456 – 2010) Zsíros (2014) katalógusa alapján.

Egy földrengés-katalógus soha nem tekinthető teljesen késznek, lezártnak. A régióban folyamatosan keletkeznek földrengések, ezért a katalógusban is folyamatosan nő a bejegyzések száma. De ezen kívül is új információk bukkanhatnak fel a múlt földrengéseiről, ami miatt módosítani, kiegészíteni kell a korábbi bejegyzéseket. A célunk ezért egy olyan adatbázis létrehozása volt, ami tartalmazza az ismert földrengések alapadatait, és kiindulásként szolgálhat a későbbi kiegészítéseknek, továbbfejlesztéseknek.

Az új földrengés-katalógus előállításához a Zsíros (2014) katalógust vettük alapul, ami 2010-ig tartalmazza az eseményeket. Az adatbázist kiegészítettük új oszlopokkal, amelyek a tartalmazzák a különböző magnitúdó típusokat (M_L , M_S , m_b , M_D , M_w) és műszeres meghatározásoknál a bizonytalanságot jellemző hibaellipszis paramétereit.

A Zsíros (2000) katalógusban, ami 1995-ig tartalmazza az eseményeket, még megtalálhatók az eredetileg meghatározott magnitúdók. Ezért minden műszeresen meghatározott földrengést kiegészítettünk az abban szereplő magnitúdókkal.

2011-ben az ISC új, továbbfejlesztett hipocentrum és magnitúdó meghatározási eljárásra tért át (Bondár and Storchak 2011). Ezzel az eljárással az 1964 és 2010 közötti időszakra teljesen újraszámolták a rengések fészekparamétereit (Storchak et al. 2017, 2020). Az így felülvizsgált ISC katalógusban található koordinátákkal, mélységekkel és magnitúdókkal felülírtuk, illetve kiegészítettük az előző lépésben módosított Zsíros (2014) katalógust. Az események azonosításához

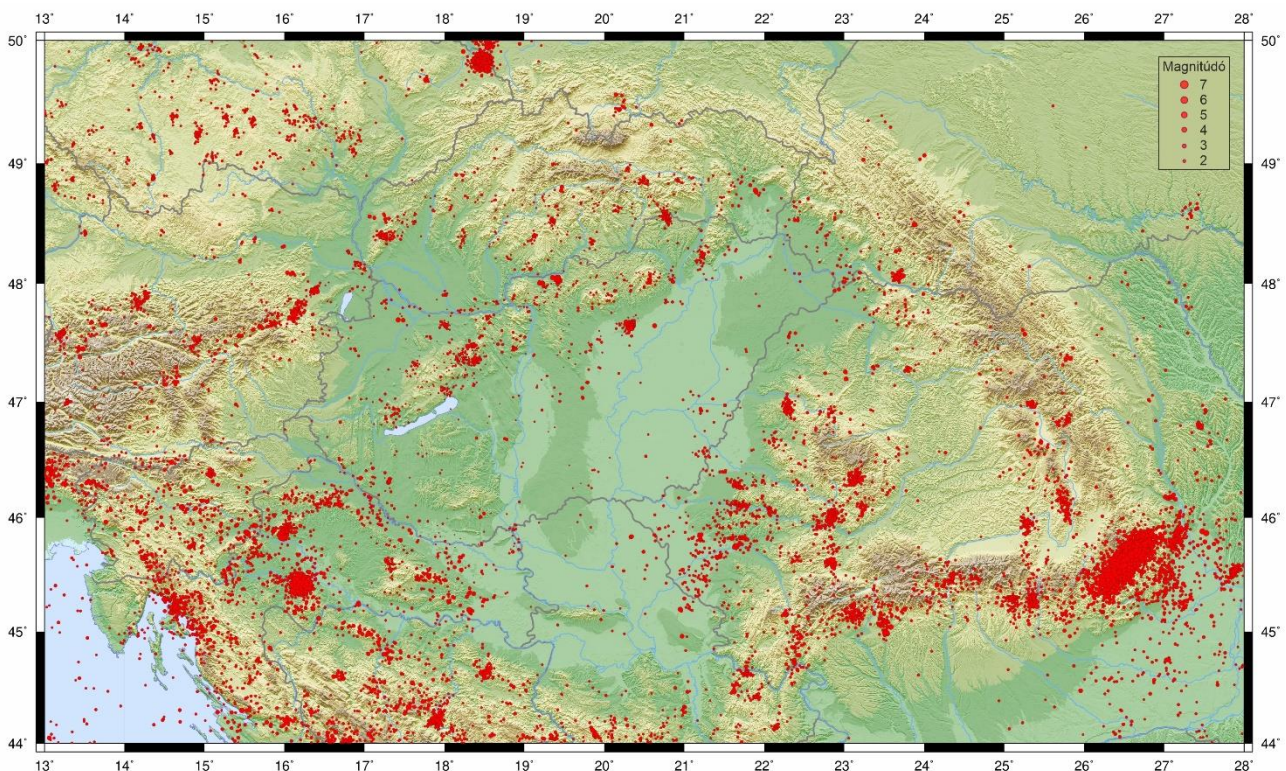
a kipattanási idők és az epicentrum távolságok különbségeire adtunk meg korlátot.

A 2011 és 2020 közötti időszakra az ISC bulletinjéből (ISC, 2022) válogattuk ki a régió területére eső, 2-nél nagyobb magnitúdójú földrengéseket, majd első lépésben ezzel egészítettük ki az adatbázisunkat. Az ISC katalógus jelenleg még csak 2020. december 31-ig tartalmaz eseményeket, a bővítés évente történik, ezért a teljes régió katalógusát is 2020-ig tudtuk elkészíteni.

Magyarországon és közvetlen környezetében legpontosabbnak az átdolgozott Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletinben (HNSB) szereplő földrengés-paraméterek tekinthetők, aminek okát, előállításának módszerét a 3.2. fejezet tartalmazza. Emiatt a Bulletin területen (45,5-49°É, 16-23°K) 1996 és 2020 között keletkezett földrengések esetén felülírtuk a korábbiakban leírt módon előállított katalógusban szereplő paramétereket az átdolgozott HNSB-ben lévő paraméterekkel. A különböző projektek keretében telepített sűrű állomáshálózat nagyobb érzékenysége miatt a HNSB olyan kis magnitúdójú eseményeket is tartalmaz, ami nem található meg az ISC adatbázisában, ezért a katalógust ezekkel a kis eseményekkel is kiegészítettük.

2011-ben a KRSZO és a Paks körüli hálózatot üzemeltető GeoRisk Kft. közötti együttműködés megszűnt, azóta a két szervezet által működtetett hálózat felvételei külön kerülnek feldolgozásra. A Paksi Mikroszeizmikus Mérőhálózat által detektált események minden évben a Magyarországi Földrengések Évkönyvében kerülnek publikálásra (Tóth *et al.* 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021). A HNSB-ben nem, de az évkönyvekben megtalálható, megbízhatónak ítélt eseményekből összesen 129-et válogattunk ki, és bővítettük velük a katalógust.

A katalógusba kerülő új események epicentrumainak térképét a 3.9. ábra mutatja.



3.9. ábra: A Zsíros (2014) katalógusához hozzáadott események térképe.

A jelenlegi sűrű hálózattal detektált események több mint fele bányarobbantás, ezért a katalógust szennyező, de a különböző vizsgálatokkal azonosított bányarobbantásokat ezután eltávolítottuk.

3.3.2. Momentum magnitúdók előállítás

Földrengés-veszélyeztetettségi számításokhoz a momentum magnitúdók ismerete szükséges, ezért korábban végzett spektrális számításokból (Süle and Weber 2013; Weber and Süle 2014; Weber et al. 2020) származó, valamint a szakirodalomban megjelent momentum magnitúdókkal kiegészítettük az adatbázist. Így összesen 322 esemény rendelkezett momentum magnitúdóval. Azoknál az eseményeknél, ahol nem volt spektrálisan számított érték, korrelációs összefüggéseket határoztunk meg a momentum magnitúdó becslésére.

A szakirodalomban számos, különböző területekre felállított és publikált összefüggés létezik a különböző magnitúdó típusok közötti korrelációk leírására és azok alkalmazási módjára (pl. Herak et al. 1996; Grünthal, 2009; Grünthal és Wahlström 2012; Scordilis 2006; Zsíros 2014). A momentum magnitúdóra való áttérés vagy egy, vagy két egymás utáni lépésben történik. Például Zsíros a 2014-es katalógusának előállításakor, sekély rengéseknél először a lokális magnitúdóra végezte az átszámítást, majd ezután tért át momentum magnitúdóra. A hibaterjedés minimalizálására mi közvetlenül számítottunk összefüggéseket a különböző típusú magnitúdók (vagy annak hiányában a maximális intenzitás) és a momentum magnitúdók között.

A Kárpát-medencében jellemzően sekély fészkeű földrengések fordulnak elő, kivétel ez alól a romániai Vrancea-zóna (44,5°–46,7°É; 25,5°–28,0°K), ahol közepes és mélyfészkeű rengések is gyakran keletkeznek. Ezért a Vrancea-zónát külön kezeltük, és a zóna 65 km-nél mélyebb fészkeű földrengéseire külön korrelációs összefüggéseket határoztunk meg. Az adatbázis alapján előállított korrelációs összefüggéseket a 3.2. táblázat mutatja.

Sorszám	Egyenlet	Korrelációs együttható (R)	Magnitúdó tartomány	Pontok száma
a teljes terület 65 km-nél sekélyebb rengései				
1.	$M_w = 0.847M_L + 0.668$	0.94	$0.8 \leq M_L \leq 6.5$	218
2.	$M_w = 0.670M_S + 1.940$	0.96	$2.3 \leq M_S \leq 6.6$	124
3.	$M_w = 0.897m_b + 0.564$	0.90	$2.0 \leq m_b \leq 6.0$	143
4.	$M_w = 0.745M_D + 1.096$	0.82	$2.5 \leq M_D \leq 6.5$	75
5.	$M_w = 0.709I_0 + 0.097$	0.92	$III \leq I_0 \leq IX - X$	128
a Vrancea-zóna 65 km-nél mélyebb rengései				
6.	$M_w = 0.913M_L + 0.428$	0.83	$3.3 \leq M_L \leq 6.5$	48
7.	$M_w = 0.607M_S + 2.668$	0.90	$2.5 \leq M_S \leq 7.3$	43
8.	$M_w = 0.956m_b + 0.252$	0.94	$3.5 \leq m_b \leq 6.3$	62
9.	$M_w = 0.799M_D + 0.829$	0.83	$3.2 \leq M_D \leq 6.5$	52
10.	$M_w = 0.665I_0 + 1.508$	0.96	$V \leq I_0 \leq X$	12

3.2. táblázat: Az adatbázis alapján felállított korrelációs összefüggések a momentum magnitúdó meghatározására.

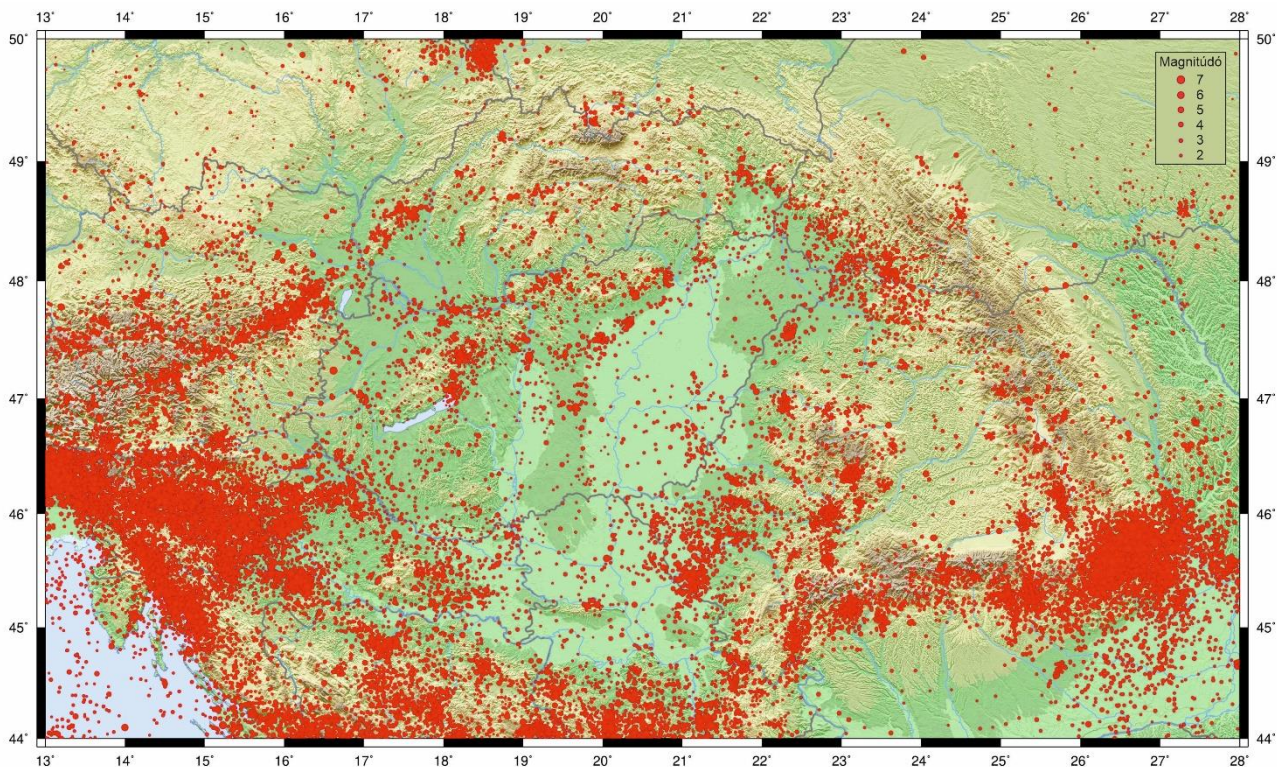
A táblázatban bemutatott összefüggéseket összevetettük a szakirodalomban, más szerzők által meghatározott összefüggésekkel is, így például Scordilis (2006) globális adatbázisok alapján, néhány tízezer sekély rengésre felállított M_w - M_S és M_w - m_b összefüggéseivel. A 65 km-nél sekélyebb rengésekre meghatározott 2. sz. egyenlet gyakorlatilag megegyezik a globális rengésekre meghatározott egyenlettel ($M_w = 0,67M_S + 2,07$), a térhullám magnitúdóra kapott egyenlet (3) viszont különbözött attól ($M_w = 0,85m_b + 1,03$). Ez utóbbinál a legnagyobb eltérés a kisebb

magnitúdóknál figyelhető meg, például 4-es térhullám magnitúdónál 7%, ami az m_b növekedésével 1%-ra csökkent. Időtartam magnitúdók leginkább a romániai földrengések esetében találhatók. Az általunk felállított összefüggéssel kapott momentum magnitúdók általában 4-7%-kal kisebbek, mint ami *Oncescu és Bonjer (1997)* egyenletével kapható. Történeti rengéseknel közvetlenül a maximális intenzitást használtuk a momentum magnitúdó becslésére (5. és 10. egyenletek). A sekély rengésekre kapott 5. sz. egyenlet gyakorlatilag megegyezik *Grünthal et al. (2009)* közép-európai kéregrengésekre kapott egyenletével ($M_w = 0,682I_0 + 0,16$), a relatív eltérések az intenzitás értékétől függően 1-2% között változnak. A lokális magnitúdó meghatározási módszerei helyileg változhatnak, a korrelációs összefüggések is lokálisan érvényesek (*Scordilis, 2006*).

A momentum magnitúdóra való áttéréshez az adatbázisban szereplő rengések alapján meghatározott, a 3.2. táblázatban megadott egyenleteket alkalmaztuk. Sekélyfészű rengéseknél az egyenletek alkalmazása a következő prioritással történt: ahol volt lokális magnitúdó, ott azt alkalmaztuk, ennek hiányában a sorrend M_S , m_b , M_D , I_0 volt. A Vrancea-zóna mélyfészű rengéseinél elsőként a térhullám magnitúdót (m_b) használtuk, ennek hiányában a prioritási sorrend M_L , M_S , M_D , I_0 volt.

3.3.3. Az elkészült katalógus jellemzői

Az elkészült katalógus 2020. december végéig összesen 82.642 eseményt tartalmaz, az epicentrumok eloszlását a 3.10. ábra mutatja. Az események számának növekedése az idővel a 3.11. és 3.12. ábrán látható. Ezeken jól megfigyelhető, hogy a XIX. századig a feljegyzésekből csak a nagyobb földrengésekről és esetleg azok utórengéseiről van tudomásunk. A szervezett földrengés-kutatás kezdetétől a megfigyelések száma fokozatosan nőtt, egyedül az első és második világháború okozott visszaesést. Az utóbbi 20 évben az ismert események száma a területen már meghaladta a 40.000-et. Az állomáshálózat sűrűsödésével az egyre kisebb magnitúdójú események megfigyelése is lehetővé

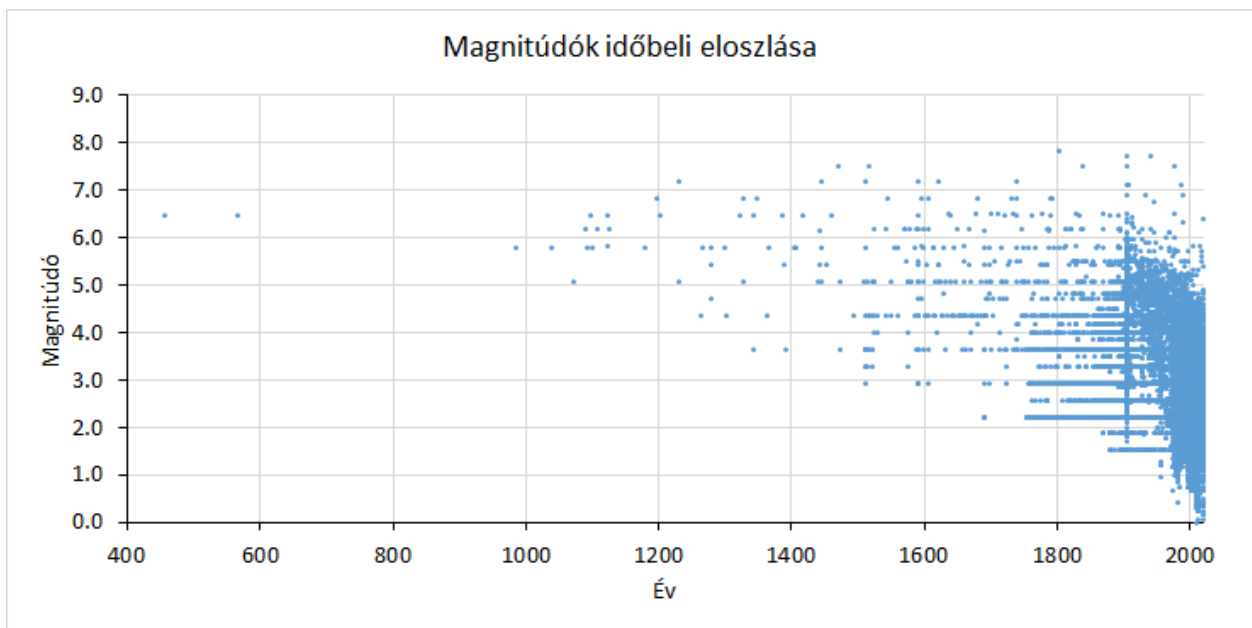


3.10. ábra: Az elkészült katalógusban található események epicentrumainak eloszlása.

vált. Egyes területeken már a nagyon kicsi, nullához közeli magnitúdójú rengések detektálása is lehetséges, melyek ugyan nem hordoznak magukban semmilyen veszélyt, de hozzájárulnak az egyes vetők aktivitásának megítéléséhez. A 3.13. ábra a katalógusban előforduló földrengések magnitúdójának eloszlását mutatja, aminek alapján látható, hogy a 2-2,5 magnitúdójánál kisebb rengésekre a katalógus nem tekinthető teljesnek, ilyenekről csak korlátozott területeken van tudomásunk.



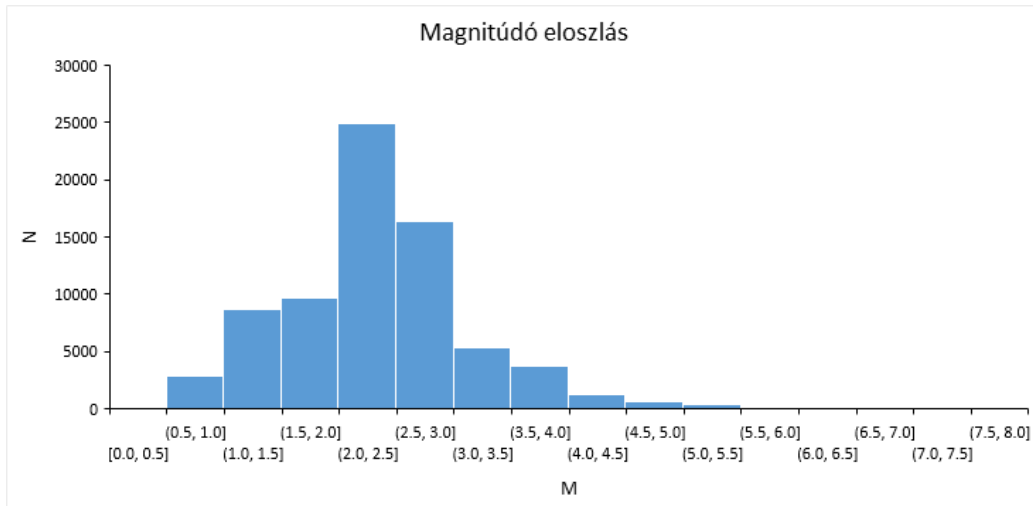
3.11. ábra: A katalógusban található események számának növekedése az idővel.



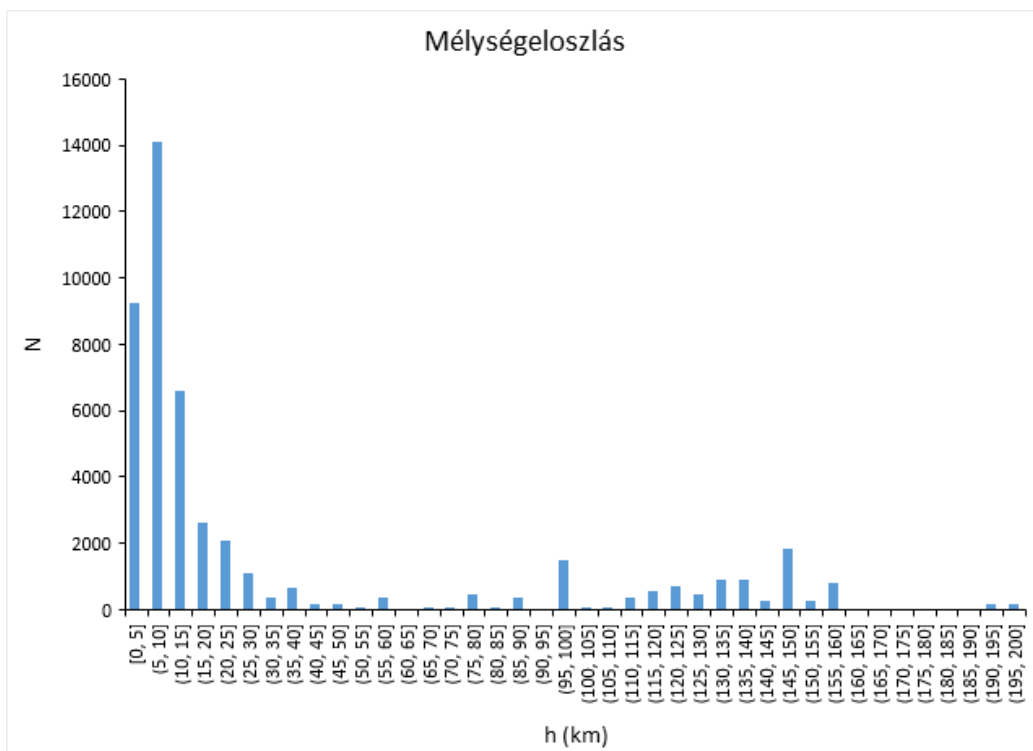
3.12. ábra: A katalógusban található események magnitúdójának az idő függvényében.

A katalógusban található események közelítőleg 60%-ának van mélység adata. A teljes régióra a

mélységeloszlás a 3.14., a Bulletin területre a 3.15. ábrán látható. A teljes régióban főként a sekély kéregrengés a jellemző, de nagy számban láthatók közepes fészktű rengések is a 100-160 km mélységben. Ez utóbbi a szeizmikusan igen aktív Vrancea-zónára jellemző. A Bulletin területen a sekély fészktű földrengések a jellemzők, a 3.15. ábra eloszlásának alakja alapján a rengések leggyakrabban a 6-10 km közötti mélységtartományban keletkeznek. Az 5 és 10 km-nél látható kiugró értékek a rögzített mélységeket jelzik, ezekben az esetekben az adatok mennyisége nem tette lehetővé a mélység meghatározását.

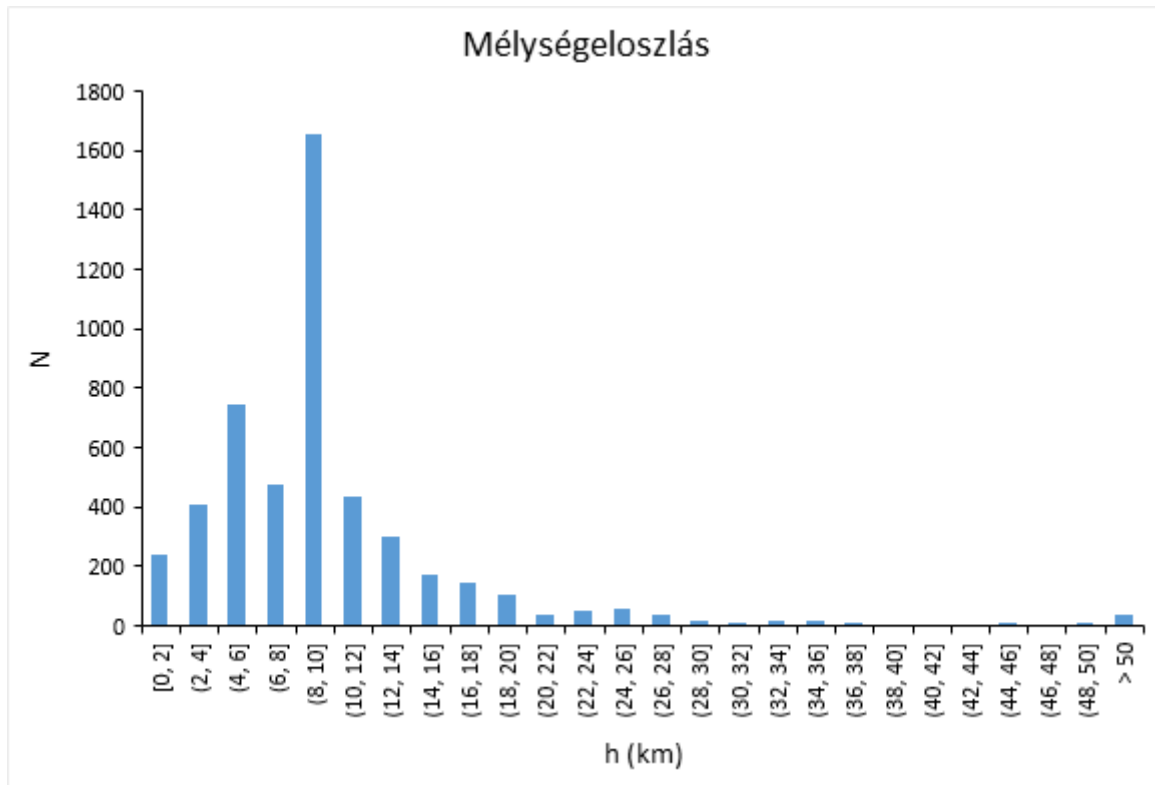


3.13. ábra: A katalógusban található események magnitúdójának eloszlása.



3.14. ábra: A földrengések mélységeloszlása a teljes Kárpát-Pannon-régió területén.

Összehasonlítva a 3.8. és 3.10. ábrákat, az új térkép a szeizmicitásról alkotott képünket nem változtatja meg, de alapjául szolgál a későbbi elemzéseknek, és megbízhatóbb földrengés-veszélyeztettség számítását tesz lehetővé.



3.15. ábra: A földrengések mélységeloszlása a Magyarországot magában foglaló szűkebb Bulletin területen.

3.4. Összefoglalás

Földrengés-veszélyeztetettségi számítások elvégzéséhez szükséges, hogy rendelkezésre álljon egy megbízható, homogén földrengés katalógus, ezért a projekt keretében sor került a korábbiakban rendelkezésre állók felülvizsgálatára.

Első lépésben a Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin által lehatárolt területen ($45,5^{\circ}$ – 49° É; 16° – 23° K) kipattant, összes digitálisan regisztrált szeizmikus esemény ismételt helymeghatározására került sor. A számításokat a helymeghatározások egységesítése és pontosítása céljából az iLoc algoritmussal, 3D-s RSTT sebességmodell felhasználásával végeztük. Ezen túlmenően az arra alkalmas eseményklaszterek többeseményes helymeghatározását is elvégeztük a double-difference algoritmussal. A katalógus szennyezettségének csökkentése érdekében – hullámforma-korrelációs eljárással, valamint térinformatikai eszközök alkalmazásával – több száz mesterséges, antropogén eredetű eseményt távolítottunk el. Így a pontosított hipocentrumú, földrengésként nyilvántartott események alkalmassá váltak a szeizmotektonikai értelmezésre. A Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatóriumban bevezettük a jelen projektben alkalmazott eljárást, így a bulletinünk évente egységesen bővíthető az újabb eseményekkel.

Mivel az ország területét nem csak a határokon belül kipattanó, hanem az országhatáron kívül keletkező nagyobb földrengések is veszélyeztetik, ezért szükség van a tágabb környezet földrengéseit tartalmazó katalógusra is. Observatóriumunk a korábbi években is rendelkezett – történelmi földrengéseket és műszeres adatokat egyaránt tartalmazó – katalógusokkal. A legutolsó 456-tól 2010-ig tartalmazott földrengéseket a teljes Kárpát-medence területére. A projekt keretében a katalógust 2020-ig bezárólag kiegészítettük az ISC adatközpontjában megtalálható újabb eseményekkel és a különböző magnitúdó típusokkal. A korábbi hipocentrumokat módosítottuk a

felülvizsgált ISC katalógusban található és az általunk újraszámított helykoordinátákkal, mélységadatokkal. A különböző típusú magnitúdók között korrelációs összefüggéseket határoztunk meg, majd ezeket felhasználva becsültük a momentum magnitúdók értékeit.

Az elkészült katalógus 2020. december végéig összesen 82.642 eseményt tartalmaz, melyek közül közelítőleg 60%-nak van mélység adata. A teljes régióban főként a sekély kéregrengések a jellemzők, de az igen aktív Vrancea-zónában nagy számban láthatók közepes fészkü rengések. Az új katalógus és az ennek alapján készült szeizmitás térkép alapul szolgál a későbbi elemzéseknek, és megbízhatóbb földrengés-veszélyeztetettség számítást tesz lehetővé.

4.

Jelenkori kéregfeszültség a Pannon-medencében

Szerzők:

Békési Eszter¹

Wéber Zoltán¹

Porkoláb Kristóf¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

4.1. Bevezetés

Korábbi tanulmányok (*Bada et al. 2004, 2007a,b*) alapján a Pannon-medence jelenlegi feszültségterét elsősorban az Adriai mikrolemez észak felé történő mozgása és az óramutató járásával ellentétes irányú forgása („*Adria-push*”) határozza meg. Lemezen belüli, gravitációs eredetű feszültségek mindössze lokálisan mutatkoznak, elsősorban a Pannon-medence nyugati peremvidékén (*Bada et al. 2004*). Ezek az eredmények egy közel két évtizede összeállított, a *Word Stress Map* (*Heidbach et al. 2019*) minőségi kategóriái alapján mintegy 200 A-C minőségű feszültség indikátort tartalmazó adatbázis alapján készültek. Azóta a területen üzembe helyezett sűrű szeizmológiai hálózat (*Grácz et al. 2018; Hetényi et al. 2018*), valamint a korszerűbb inverziós technikák alkalmazása (*Wéber 2006, 2009*) lehetővé tette a kis magnitúdójú ($M < 4$) események fészekmechanizmusainak meghatározását (pl. *Wéber 2016a*) és ezáltal a Kárpát-Pannon-térség feszültségterének megbízhatóbb rekonstrukcióját.

Jelen fejezetben bemutatjuk a Kárpát-Pannon-térség megújított feszültség adatbázisát és annak értelmezését. Először a feszültség adatbázis alapját képező új fészekmechanizmus megoldásokat tárgyaljuk. Ezt követően a különböző adatbázisokból (*Bada et al. 2007b; Heidbach et al. 2016*) összegyűjtött korábbi feszültség indikátorokat (további fészekmechanizmus megoldások, fúrólukfal kirepedések, ráfűrészes feszültségmérések és geológiai indikátorok) és azok revízióját mutatjuk be. Az új adatbázis maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányait interpoláltuk, valamint feszültség rezsím térképet készítettünk, amelyet összevetünk a tektonikusan aktív szerkezetekkel és deformációs zónákkal.

4.2. Adatok és módszertan

4.2.1. Fészekmechanizmus megoldások

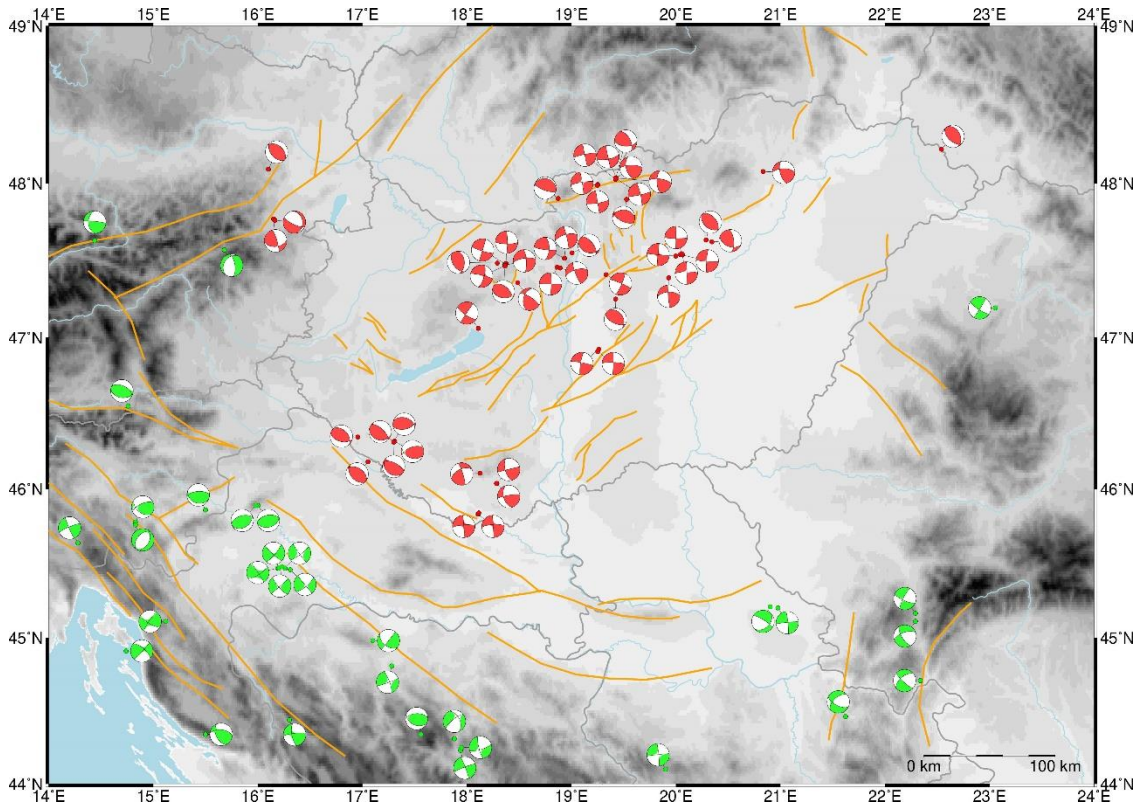
A Pannon-medence középső részére új, megbízható fészekmechanizmus megoldás adatbázist állítottunk elő. Először frissítettük a korábban publikált megoldásokat (*Wéber 2016a, b, 2018; Wéber et al. 2020; Wéber és Süle 2014*) az MCMT- és JOWAPO-algoritmusok továbbfejlesztett változataival (*Wéber, 2006, 2009, 2016a, 2018*). Az így kapott frissített megoldások nem különböznek jelentősen a korábbiaktól. Ezen kívül 22 új fészekmechanizmus megoldást számoltunk ki a magyarországi és az országhatár közelébe eső eseményekre ugyanezekkel az inverziós módszerekkel. Ehhez elsősorban a Magyar Nemzeti Szeizmológiai Hálózat és az ideiglenes AlpArray szeizmológiai hálózat* (*Grácz et al. 2018; Hetényi et al. 2018*) hullámforma adatait használtuk fel. A nagyobb események és az országhatárhoz közeli események esetében a szomszédos országok szeizmológiai adatait is felhasználtuk.

Az 50 elemzett esemény momentum magnitúdója (M_w) 1,84 és 4,46 között változik (*Békési et al. 2023, review alatt, Tectonophysics***). A fészekmechanizmusok között nincs normálvetős megoldás, ami a feszültségtér kompressziós jellegére utal (*4.1. ábra*). A P és T főtengelyek orientációjának hibái elsősorban a hullámforma inverzióhoz rendelkezésre álló jó minőségű hullámformák számától függenek. Általánosságban elmondható, hogy a nagyobb események ($M_w > 3$) esetében a fészekmechanizmus megoldásaink 95%-os megbízhatósági intervallumai 10° alatt vannak, és még a leggyengébb rengések esetében sem haladják meg a 20° -ot. Így megállapíthatjuk, hogy az

* <http://www.alparray.ethz.ch>

** A táblázatok és adatok, melyek ezekhez a tanulmányokhoz lettek felhasználva, ebben a cikkben fog megjelenni.

adatbázisunkban szereplő 50 fészekmechanizmus megoldás eredményének minősége és megbízhatósága elegendő ahhoz, hogy következtetéseket vonjunk le a régió neotektonikai viszonyaira vonatkozóan.



4.1. ábra: Új fészekmechanizmus megoldások (piros) és a nemzetközi szeizmológiai szervezetek által közreadott megoldások (zöld). A sárga vonalak aktív törésvonalakat jelölnek (Bada et al. 2007a; Koroknai et al. 2020 után).

A WSM 2016-os adatbázisa (Heidbach et al. 2016) nem tartalmazza az elmúlt években kipattant földrengések fészekmechanizmusait. Így annak érdekében, hogy a Pannon-medence peremvidékeiről is rendelkezünk a legfrissebb információkkal, a nemzetközi szeizmológiai szervezetek által a közelmúltban közzétett, legjobb minőségű hullámforma inverziós megoldásokat is összegyűjtöttük (4.1. ábra, Békési et al. 2023, review alatt, Tectonophysics). A U.S. Geological Survey (USGS), National Earthquake Information Center (NEIC), a Deutsche GeoForschungsZentrum (GFZ), az Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) és a National Institute for Earth Physics (NIEP) online katalógusait felhasználva további 32 esemény ($M_w=3,5 - 6,4$) fészekmechanizmusát tudtuk felvenni adatbázisunkba (4.1. ábra).

A jelen tanulmányban számított új magyarországi fészekmechanizmus megoldások (50 esemény), valamint a nemzetközi szeizmológiai szervezetektől gyűjtött megoldások (32 esemény) jól kiegészítik a WSM-adatbázisát (Heidbach et al. 2016), amely 2016-ig tartalmaz feszültség indikátorokat. Emellett a Kárpát-Pannon-régió korábbi, Bada et al. (2007b) által összeállított feszültség adatbázis olyan fészekmechanizmus megoldásokból származtatott indikátorokat is tartalmaz, amelyek nem szerepelnek a WSM16-ban. Tekintettel arra, hogy ezek közül néhány esemény potenciálisan felhasználható a feszültségtér rekonstrukciójához, áttekintettük ezeket a fészekmechanizmus megoldásokat és kiválasztottunk 35 olyan eseményt, amelyeket a WSM előírásai szerint C kategóriával jelölhettünk (Heidbach et al. 2019). Az adatbázisok integrálásával összesen

214 fészekmechanizmus megoldást kaptunk, ami jó alapot biztosít a térségben uralkodó kéregfeszültség vizsgálatához.

4.2.2. Egyéb feszültség indikátorok és feszültségtér analízis

Az új és korábbi tanulmányokból összegyűjtött fészekmechanizmus megoldásokon kívül a WSM16 adatbázisból további S_{Hmax} indikátorokat gyűjtöttünk; köztük fűrólyukfal kirepedéseket (149 indikátor), ráfűrésos méréseket (3 indikátor) és geológiai indikátorokat (1 indikátor), amelyeket a *Békési et al. (2023, review alatt, Tectonophysics)* foglal össze. A további feszültségtér analízishez és értelmezéshez csak az A-C minőségű indikátorokat vettük figyelembe. Ezen kívül átvettünk egy ráfűrésos mérésből származó megfigyelést *Bada et al. (2007)* adatbázisából, amely nem szerepelt a WSM16 adatbázisban, de megfelelő minőségű volt az értelmezéshez (*Békési et al. 2023, review alatt, Tectonophysics*). Az új adatbázis a fészekmechanizmus megoldásokkal együtt összesen 368 S_{Hmax} indikátort tartalmaz (*Békési et al. 2023, review alatt, Tectonophysics; 4.2. ábra, 5. melléklet*).

A feszültség indikátorok eloszlása a területen nem homogén, a mutatók számos klaszterbe gyűlnek össze (*4.2. ábra, 5. melléklet*). A feszültségmező regionális léptékű értelmezéséhez szükséges volt az S_{Hmax} irányok interpolációjára. Az interpolációhoz *Carafa és Barba (2013)* módszerét használtuk a SHINE szoftver alkalmazásával (*Carafa et al. 2015*). A SHINE program klaszter alapú interpolációt alkalmaz, egy adott keresési sugáron belüli S_{Hmax} indikátorokat veszi figyelembe az interpolációhoz a területre eső pontokban. Sok esetben egy adott területen több, azonos irányú, egymáshoz nagyon közel eső indikátor található, ezért a helyi források túlsúlyozásának elkerülése végett fontos a klaszterek kijelölése. A keresési sugáron belül tehát klaszterek kerülnek meghatározásra, majd minden egyes klaszter egy-egy S_{Hmax} értéket kap. A klaszterek S_{Hmax} orientációit a klaszterek földrajzi középpontjához rendeljük. Az S_{Hmax} irányokat ezután interpoláljuk egy adott helyre (rácspontra). Az S_{Hmax} becslés bizonytalanságát tükröző 90 %-os konfidencia intervallumot is kiszámítjuk.

Az S_{Hmax} irányok becslését meghatározó fő paraméterek a keresési sugár, a klaszterek minimális száma és a 90 %-os konfidenciaintervallum megengedett maximális értéke (fokban mérve), amelyeket a SHINE felhasználója állít be. Általában a jól meghatározott S_{Hmax} becslést viszonylag magas klaszterszám és szűk 90 %-os megbízhatósági intervallum jellemzi.

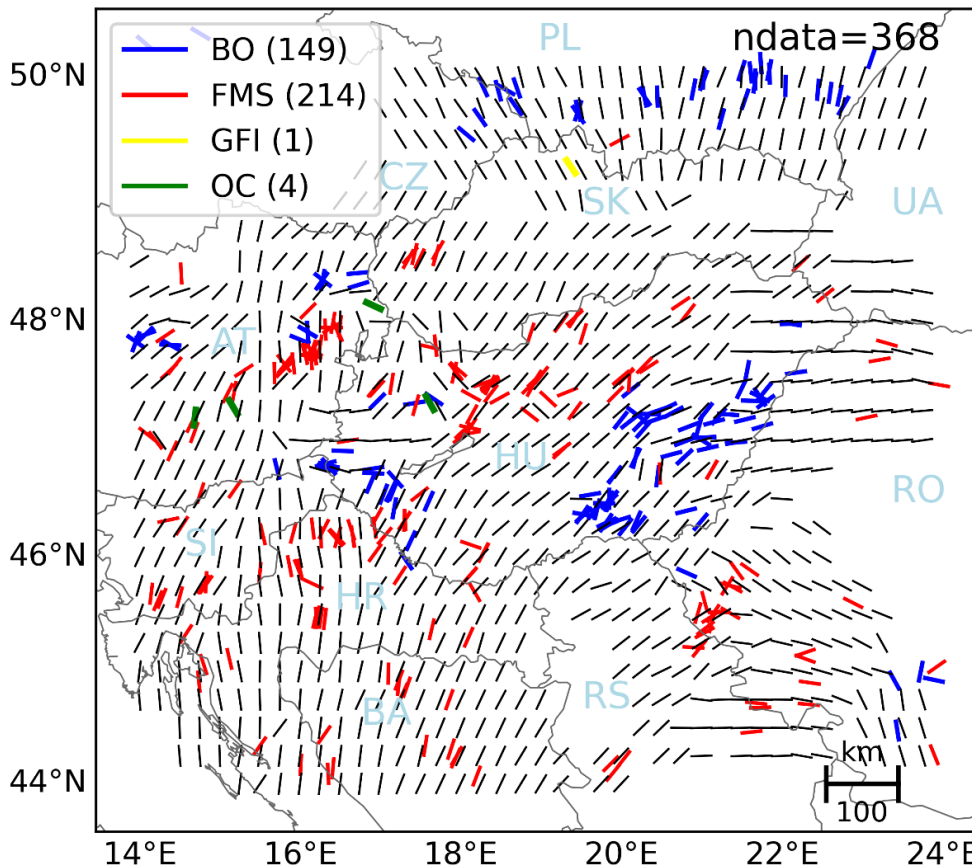
Az S_{Hmax} értékeket a $14^{\circ}K-23,9^{\circ}K$ és $44^{\circ}E-50,2^{\circ}E$ területre interpoláltuk egy szabályos, $0,25^{\circ}$ -os felbontású rácshálóra. Az interpolációs eljárás során több paraméterkombinációt teszteltünk a SHINE javasolt tartományain belül (*Carafa et al. 2015*). Végül paraméterkombinációként 96 km-es keresési sugarat, 3 minimális klaszterszámot és 50° -os maximálisan elfogadható 90 %-os megbízhatósági határt választottunk. A viszonylag kis keresési sugár biztosította, hogy a regionális orientációk mellett a helyi feszültséganomáliák is tükröződjenek az interpolált feszültségmezőn (*4.2. ábra, 5. melléklet*). A paraméterkombináció lehetővé tette az S_{Hmax} irányok interpolációját a vizsgált terület nagy részén (*4.2. ábra*) viszonylag alacsony bizonytalansággal (többnyire $10^{\circ}-30^{\circ}$ között, *4.3. ábra*). A feszültségirányok nagy léptékű áttekintése és neotektonikai képbe helyezése érdekében az interpolált S_{Hmax} mező alapján feszültség trajektóriákat is számoltunk.

4.3. Eredmények

4.3.1. Maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányok

Megbízható (A-C kategóriájú), kb. 50 km-es távolságon belüli S_{Hmax} indikátorok a terület északnyugati, keleti és déli perein kívül minden vizsgált pontban rendelkezésre állnak (*4.2. ábra,*

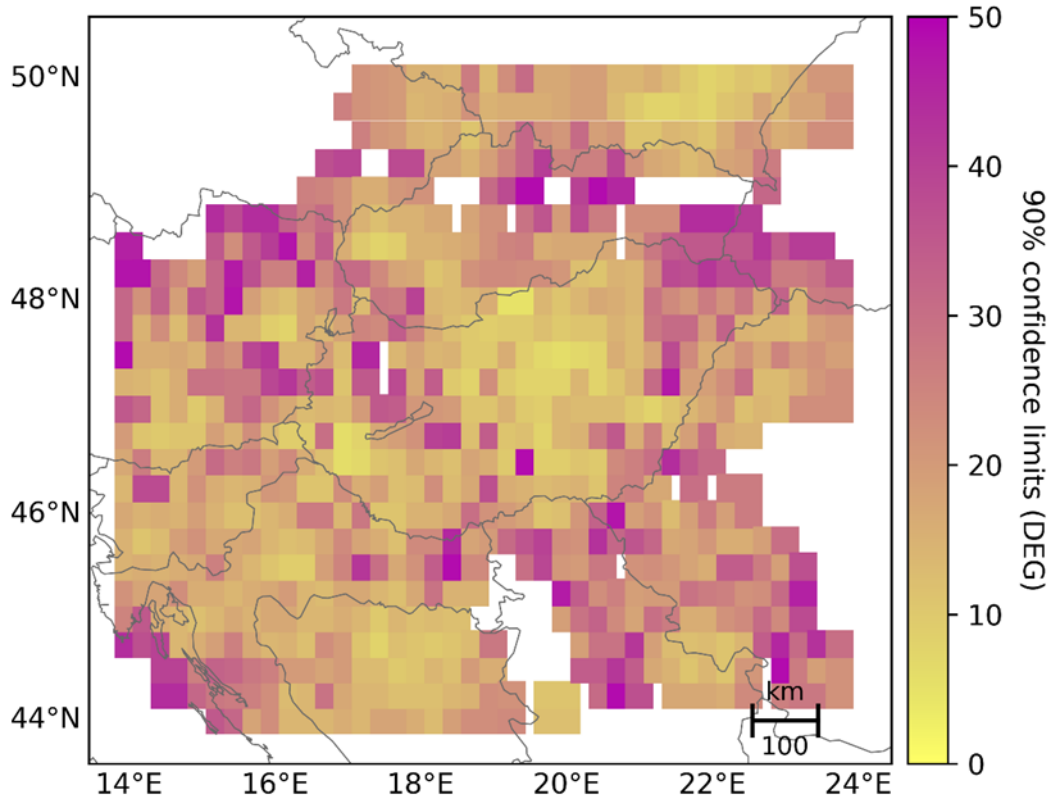
5. melléklet). Az interpolált feszültségtér a Pannon-medence középső részén ÉK-DNy irányú (4.2. ábra, 5. melléklet). A Pannon-medence északnyugati része felé és a Dinaridákban (4.6. ábra) az ÉÉNy-DDK és ÉNy-DK irányultságok dominálnak. Keletebbre, a Déli- és Keleti-Kárpátok felé (4.6. ábra) az S_{Hmax} K-Ny-i irányba fordul, a vizsgált terület délkeleti sarkában pedig még vissza is fordul ~É-D-i irányba (4.2. ábra, 5. melléklet). A Nyugati-Kárpátokat (4.6. ábra) É-D-i S_{Hmax} irányok jellemzik, míg a Keleti-Alpokban (4.6. ábra) a feszültségtérben jelentős variációk mutatkoznak, É-D-i és K-Ny-i orientációk egyaránt megjelennek (4.2. ábra, 5. melléklet).



4.2. ábra: A maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányok a Kárpát-Pannon-régióban. A fekete vonalak az interpolált S_{Hmax} irányokat, a színes vonalak pedig a különböző S_{Hmax} indikátorokat jelölik: kék=fúrólukfal deformáció (BO), piros=fészekmechanizmus megoldás (FMS), sárga=geológiai indikátor (GFI), zöld=ráfúrásos mérés (OC). Országkódok: AT-Ausztria, BA-Bosznia-Hercegovina, CR-Horvátország, CZ-Csehország, HU-Magyarország, PL-Lengyelország, RO-Románia, RS-Szerbia, SK-Szlovákia, SL-Szlovénia, UA-Ukrajna.

A Pannon-medencén belül a feszültségmezőben lokálisabb perturbációk is előfordulnak, például a nyugati részen, Magyarország nyugati határának közelében (4.2. ábra, 5. melléklet). Ezen a kb. 200 x 100 km-es területen K-Ny-i irányú orientációk mutatkoznak, amelyeket mind a fúrólukfal deformációk, mind a fészekmechanizmus megoldások alátámasztanak. Észak felé az orientációk élesen megváltoznak, az ÉÉK-DDNy-i irányok válnak dominánssá. Ezek az anomáliák összetett feszültségmezőre utalnak a Pannon-medence északnyugati részén. A medence keleti és északkeleti részén az általában ÉK-DNy irányú feszültségmező szintén K-Ny-i irányba fordul (4.2. ábra, 5. melléklet), de ez a tendencia a Keleti-Kárpátok felé tovább folytatódik.

Az interpolált S_{Hmax} irányokat túlnyomórészt 30° alatti bizonytalanságok jellemzik (4.3. ábra), ami arra utal, hogy az interpolált irányok döntő többsége megbízható. A legkisebb bizonytalansággal ($< 10^\circ$) rendelkező terület a Pannon-medence középső része (4.3. ábra), ahol számos feszültség indikátor egyértelmű ÉK-DNy irányítottságot mutat (4.2. ábra, 5. melléklet). Kiterjedt, jelentős bizonytalansággal rendelkező területek találhatóak északnyugaton és a Pannon-medence, valamint a Nyugati- és Keleti-Kárpátok közötti átmeneti zónák közelében. Ezen kívül számos kis kiterjedésű, lokálisan magas bizonytalansággal jellemezhető zóna figyelhető meg az egész területen (4.3. ábra).



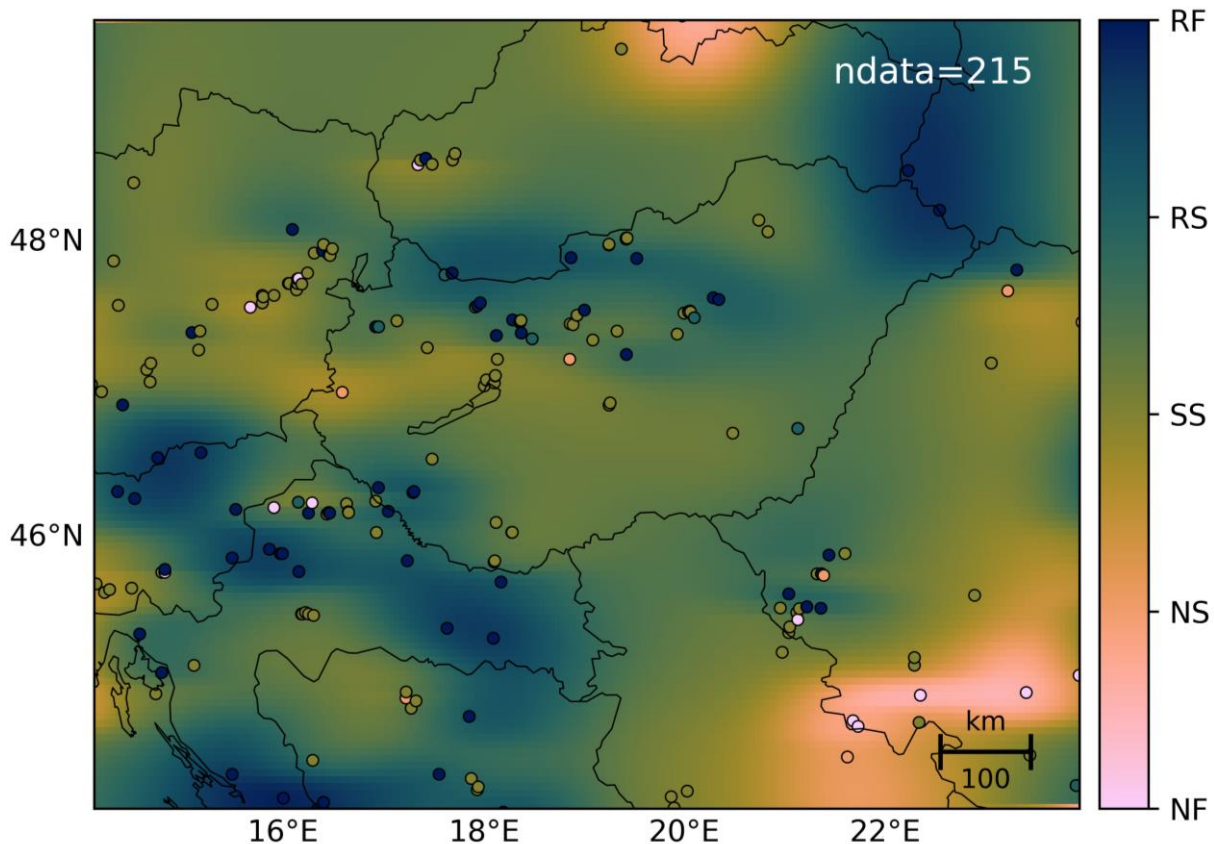
4.3. ábra: Az interpolált S_{Hmax} orientációk 90 %-os megbízhatósági intervallumai, fokban mérve.

4.3.2. Tektonikai stílusok

A 368 S_{Hmax} indikátor közül a 214 fészekmechanizmus megoldás lehetővé tette a tektonikai stílus vagy feszültségrezsim meghatározását. A fészekmechanizmus megoldások által meghatározott tektonikai stílus és azok interpolált képe többnyire oldaleltolódásos és feltolódásos jelleget mutat (4.4. ábra). A Pannon-medence középső részén az oldaleltolódásos rezsim figyelhető meg, míg a medence periférikus területei felé Délnyugaton, Északnyugaton, Északon (Északi-középhegység, 4.6. ábra) és Északkeleten (a Keleti-Kárpátok felé, 4.6. ábra) a transzpressziós és feltolódásos stílus dominál. Érdekes módon a Magyarország nyugati határának közelében megfigyelt helyi S_{Hmax} perturbációt (4.2. ábra, 5. melléklet) transztenziós rezsim jellemzi (4.4. ábra). Ezt az anomáliát csak egy fészekmechanizmus megoldása támasztja alá, és északi és déli irányból transzpressziós stílusú területek övezik.

A vizsgált terület délnyugati részén, a Dinaridák területén a feszültségtér oldaleltolódásos és transzpressziós jelleget mutat. A Keleti-Alpoktól délre eső Stájer-medencében feltolódásos fészekmechanizmus megoldások dominálnak. Észak felé, a Keleti-Alpok területén a feszültségtér átvált oldaleltolódásos stílusba. A kutatási terület délkeleti része, a Déli-Kárpátok (4.6. ábra) normál

és transzteniós rezsimmel jellemezhető (4.4. ábra). A vizsgált terület legészakibb részén, a Nyugati-Kárpátokban lokálisan szintén megfigyelhető az extenziós rezsim (4.4. ábra), bár ezt csak egyetlen fészekmechanizmus megoldás támasztja alá.



4.4. ábra: Mért (színekódolt körök) és interpolált feszültségi rezsimok (tektonikai stílusok; NF = normál vetős/extenziós, NS = transzteniós, SS = oldaleltolódásos, RS = transzpressziós, RF = feltolódásos).

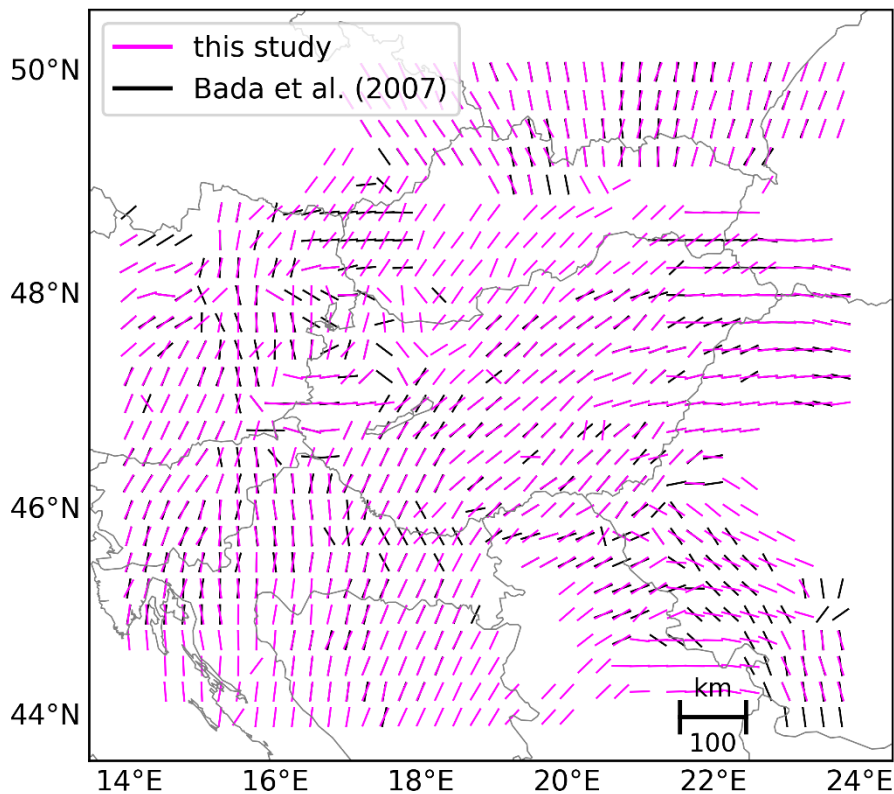
4.4. Diskusszió

4.4.1. Összehasonlítás a Kárpát-Pannon-térség feszültségterére vonatkozó korábbi tanulmányokkal

A Kárpát-Pannon-régióban 368 A-C minőségi S_{Hmax} indikátort elemeztünk. A térség korábbi feszültség adatbázisaival [WSM16 (Heidbach et al. 2016) 274 A-C kategóriájú S_{Hmax} indikátorral; Bada et al. (2007b) 202 A-C kategóriájú indikátorral] összehasonlítva az újonnan összeállított adatbázisunk lehetővé tette a régió feszültségmezőjének részletesebb és megbízhatóbb rekonstrukcióját. Az újonnan meghatározott és összegyűjtött fészekmechanizmus megoldások a feszültségtér jellegére (tektonikai stílusra) is engednek következtetni. Ezért ez a tanulmány részletesebb képet ad a domináns tektonikai stílusokról és azok laterális változásairól a térségben.

A területre elkészült egyetlen korábbi részletes tanulmány (Bada et al. 2007b) A-C minőségű indikátorait a 4.2.2. fejezetben leírt módszerrel interpoláltuk, hogy összehasonlítsuk az így kapott interpolált feszültségirányokat az új eredményekkel. Az így kapott interpolált S_{Hmax} orientációk jó összhangban vannak (4.5. ábra), bár lokális eltérések előfordulnak. Például Magyarország délnyugati határának közelében Bada et al. (2007b) interpolált irányai egy helyi ÉNy-DK irányú zónára utalnak

(4.5. ábra, fekete vonalak), míg a jelen tanulmány eredményei folytatódó, ÉK-DNy orientációt mutatnak (4.5. ábra, rózsaszín vonalak). Egy másik anomália a két interpolált térkép között a magyar-osztrák-szlovák hármashatár közelében figyelhető meg, ahol az új adatbázis dominánsan É-D-i S_{Hmax} irányt mutat, míg a korábbi adatrendszer interpolációja ~K-Ny-i irányítottságot eredményez. Délebbre, Magyarország nyugati határa közelében, a Zala-medence térségében mindkét adatrendszer egyértelműen K-Ny irányú S_{Hmax} irányokat mutat. Ennek oka Bada et al. (2004) szerint az AICaPa lemez még maig is aktív keleties kiszökéséhez köthető.



4.5. ábra: A jelen tanulmány interpolált S_{Hmax} irányainak (rózsaszín vonalak) és a Bada et al. (2007b) adatbázisából számított orientációk (fekete vonalak) összehasonlítása. Az interpolált feszültségirányok a kutatási terület egyes részein átfednek, és az új interpolált orientációkat (rózsaszín vonalak) a Bada et al. (2007b) adatbázisából származtatott mutatók (fekete vonalak) fölé vetítettük.

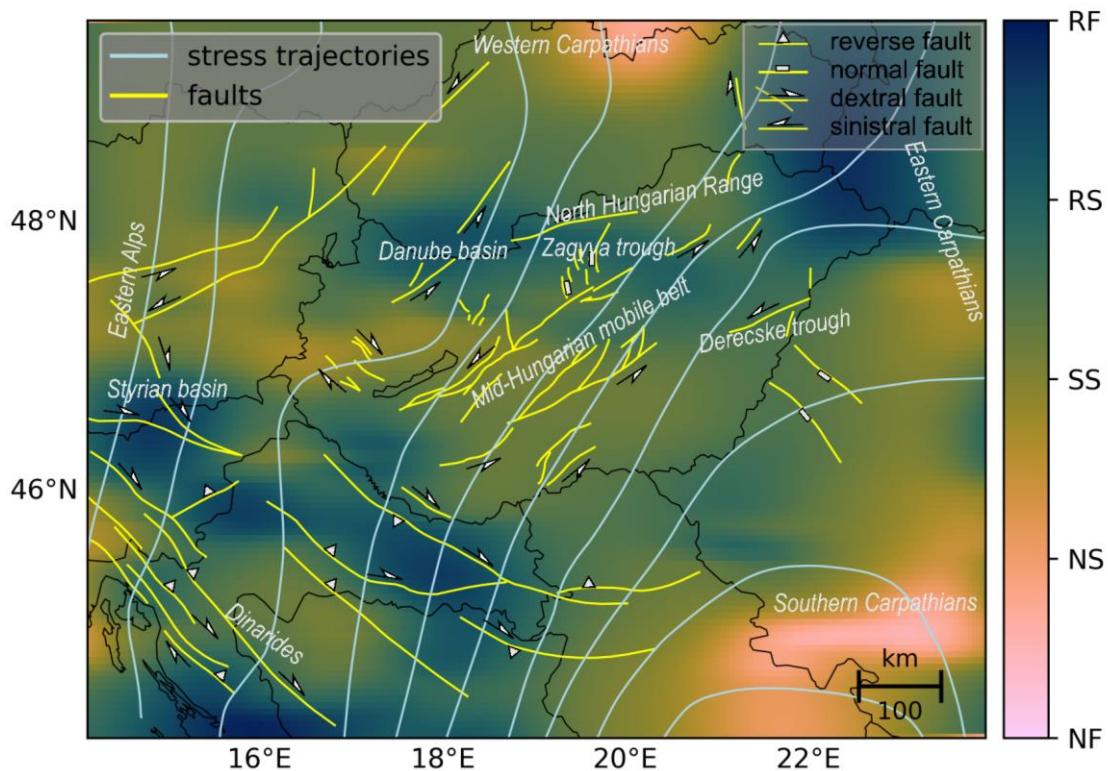
Az új adatbázisból származtatott interpoláció a terület 87 %-ára megbízható S_{Hmax} becsléseket ad, míg a Bada et al. (2007b) alapján készített térkép a terület 69%-át fedi le (4.5. ábra). Általánosságban elmondható, hogy az új adatbázis egyenletesebb interpolált feszültségmezőt eredményez, kevesebb helyi perturbációval (4.5. ábra).

Az új adatrendszerből származtatott feszültségi rezsím térkép a kutatási terület nagy részére oldaleltolódásos-feltolódásos képet mutat, amely jól egyezik a korábbi kutatási eredményekkel (Bada et al. 2007b), azonban részleteiben számos eltérés adódik a tektonikai stílus mintázatában. Az Északi-középhegység egy jelentős részén Bada et al. (2007b) alapján extenziós rezsím uralkodik. Ugyanezen a területen az új térkép szerint transzpressziós tektonikai stílus dominál (4.4. ábra, 4.6. ábra), amit az új, megbízhatóbb fészekmechanizmus megoldások is alátámasztanak. A Pannon-medence délnyugati részén, a magyar-horvát határtól délre észlelt feltolódásos rezsím az új térképen

jelentősebb anomáliaként mutatkozik.

4.4.2. Neotektonikai vonatkozások

Az új eredmények azt mutatják, hogy a Pannon-medence feszültségtere dominánsan kompressziós és transzpressziós jellegű, a feszültségtér irányát túlnyomórészt ÉK-DNy irányú kompresszió jellemzi (4.6. ábra, 5. melléklet). Ezek az eredmények alátámasztják azokat a korábbi megállapításokat, amelyek szerint a Pannon-medence jelenlegi feszültségterét elsősorban az Adria-mikrolemez É-ÉK irányú mozgása határozza meg („Adria-push”, Bada et al. 2007a). Ez a mozgás kompressziós feszültségeket épít fel, amely a Pannon-medencében rövidülést és nyírásos deformációt eredményez a medence jelenlegi, keleti irányból zárt pozíciója miatt (4.6. ábra, Bada et al. 2007a; Fodor et al. 2005a; Gerner et al. 1999; Horváth, 1995; Koroknai et al. 2020). Ugyanakkor az „Adria-push” a Dinaridákban az eltolódásos szerkezetek mentén oldalirányú, délkelet felé történő „kiszökést” is indukál (Picha 2002; Van Gelder et al. 2017; Van Unen et al. 2019).



4.6. ábra: Kapcsolat az interpolált tektonikai stílusok (NF = extenziós/normálvetős, NS = transzpressziós, SS = oldaleltolódásos, RS = transzpressziós, RF = feltolódásos), az interpolált S_{Hmax} orientációkból számított feszültség trajektóriák (világoskék vonalak) és a neotektonikusan aktív szerkezetek (sárga vonalak, Bada et al. 2007a; Koroknai et al. 2020) között.

Bada et al. (2001) felvetették, hogy a térség regionális feszültségterére a topográfia lokális hatásokat gyakorol; a magasabban fekvő területek további kompressziós feszültséget fejtenek ki a velük határos, alacsonyabban fekvő területekre (medencékre). Eredményeink nem mondanak ellent ezeknek a megállapításoknak, sőt néhány esetben alátámasztják ezeket a megfigyeléseket. Ilyen példa a Stájer-medence Ausztria délkeleti részén, valamint a Kisalföld tágabb környezete (4.6. ábra). Ezek az alacsonyban fekvő régiók jellegzetes, kompressziós feszültségtérrel jellemezhetők, míg a környező, magasabban fekvő területek eltolódásos vagy akár transzpressziós rezsimeket mutatnak (4.6. ábra), ami

arra utal, hogy a gravitációs hatások valóban befolyásolhatják a helyi feszültségmezőt.

A Pannon-térségre jellemző rövidülés és nyírásos deformáció nagyrészt a miocén normál vetők reverz és ferde (elsősorban balos oldaleltolódások) reaktivációja és vetőkapcsolt redők kialakulása formájában figyelhető meg (Fodor et al. 2005a; Koroknai et al. 2020). Emellett a kompressziós feszültségek egy része a litoszféra léptékű redők (Dombrádi et al. 2010; Horváth és Cloetingh 1996) és aszeizmikus deformáció (Gerner et al. 1999) formájában is felszabadulhat. Fontos megjegyezni, hogy a tektonikai stílust kizárólag a földrengések fészekmechanizmus megoldásai alapján határoztuk meg, ezért jelentős aszeizmikus deformáció a feszültségi rezsím pontatlan ábrázolásához vezethet. Ezt szem előtt tartva is megállapíthatjuk, hogy a tanulmányunk által meghatározott feszültségrezsimek és feszültség trajektóriák általában jó összhangban vannak a terület aktív vetőinek kinematikájával.

A Dinaridák térségét általában transzpressziós feszültségtér és ÉÉK-DDNy irányú kompresszió jellemzi. Ez nagyon jó összhangban van a területen található neotektonikus jobbos oldaleltolódásokkal az ÉNy-DK irányú törések mentén (4.6. ábra) és további transzpressziós szerkezetekkel (Picha, 2002; Ustaszewski et al. 2014; Van Unen et al. 2019). Magyarország középső területén eredményeink szintén jó összhangban vannak az aktív deformációs zónákkal: a kompresszió ÉK-DNy-i irányultsága és az eltolódásos-transzpressziós feszültségi rezsím alátámasztja a korábbi megállapításokat egy széles, jelenleg balos oldaleltolódásos deformációs zóna, a Középmagyarországi nyírózóna jelenlétére vonatkozóan (Fodor et al. 2005a; Koroknai et al. 2020; Lőrincz et al. 2002). Hasonlóan jó illeszkedés figyelhető meg Közép-Magyarország déli és északi részén és Szlovákiában az aktív balos eltolódások (Koroknai et al. 2020 és hivatkozások abban), az ÉK-DNy irányú kompresszió, és az eltolódásos és transzpressziós feszültségi rezsím között (4.6. ábra). A Derecskei vető mentén észlelt, neotektonikus, balos elmozdulás (Koroknai et al. 2020) szintén illeszkedik az ÉÉK-DDNy irányú feszültség trajektóriákhoz (4.6. ábra), ellentétben Bada et al. (2007b) eredményeivel, ahol az eltolódás a kompresszó irányával párhuzamos.

Ezzel szemben van néhány terület, ahol a jelenkori feszültségorientációk és feszültségrezsím kevésbé illeszkedik a neotektonikus szerkezeti megfigyelésekhez. Ilyenek például a Zagyva-árokban (Koroknai et al. 2020 és hivatkozások abban) és az Erdélyi-középhegység peremén megfigyelt neotektonikus extenziós szerkezetek (4.6. ábra), ahol extenziós rezsím a fészekmechanizmus megoldásokban nem mutatkozik. Ezeket az eltéréseket okozhatja aszeizmikus deformáció, vagy a neotektonikus feszültségmező változása is (i.e. neotektonikus feszültségmező \neq jelenkori feszültségmező). Ezekon a területeken nem pattant ki földrengés, ezért a környező rengések megoldásainak interpolációja transzpressziós rezsímet eredményez. A Nyugat-Dunántúl jobbos eltolódásai ezzel szemben jó egyezést mutatnak a fészekmechanizmusokból származtatott feszültségrezsímmel (oldaleltolódásos), viszont gyenge egyezést mutatnak az S_{Hmax} irányokkal: a területre KÉK-NyDNy irányú S_{Hmax} irányok jöttek ki, míg a jobbos szerkezetek É-D irányú neotektonikus S_{Hmax} irányokra utalnak (4.6. ábra).

4.5. Összefoglalás

A Kárpát-Pannon-térségre új feszültség adatbázist készítettünk új és korábbi adatbázisokból összegyűjtött fészekmechanizmus megoldások, fúrólukfal kirepedések, ráfúrásos feszültségmérések és geológiai indikátorok alapján. Az új adatbázis maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányait interpoláltuk, valamint feszültség rezsím térképet készítettünk, amelyet összevetettünk a

neotektonikusan aktív szerkezetekkel és deformációs zónákkal. Az új eredmények azt mutatják, hogy a Pannon-medence feszültségtere dominánsan kompressziós és transzpressziós jellegű, a feszültségter irányát túlnyomórészt ÉK-DNy irányú kompresszió jellemzi. Ezek az eredmények alátámasztják azokat a korábbi megállapításokat, amelyek szerint a Pannon-medence jelenlegi feszültségterét elsősorban az Adria mikrolemez É-ÉK irányú mozgása határozza meg („Adria-push”, *Bada et al. 2007a*). A feszültségi rezsím térkép és feszültség trajektóriák többnyire jó egyezést mutatnak a neotektonikusan aktív szerkezetek orientációjával és kinematikájával.

5.

Aktív kéregdeformáció a Pannon-medencében GNSS- és InSAR-adatok alapján

Szerzők:

5.1. fejezet

Porkoláb Kristóf¹

Taco Broerse²

Kenyeres Ambrus³

Békési Eszter¹

Tóth Sándor³

Magyar Bálint³

Wesztergom Viktor¹

5.2. fejezet

Szűcs Eszter¹

Bozsó István¹

Szárnya Csilla¹

Bányai László¹

Wesztergom Viktor¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

² Department of Geosciences, Utrecht University, Utrecht, Hollandia

³ Lechner Non-Profit Ltd. - Koszmos Geodéziai Observatórium, Budapest, Magyarország

5.1. A Kárpát-Pannon-térség aktív deformációja GNSS-adatok tükrében

5.1.1. Bevezetés

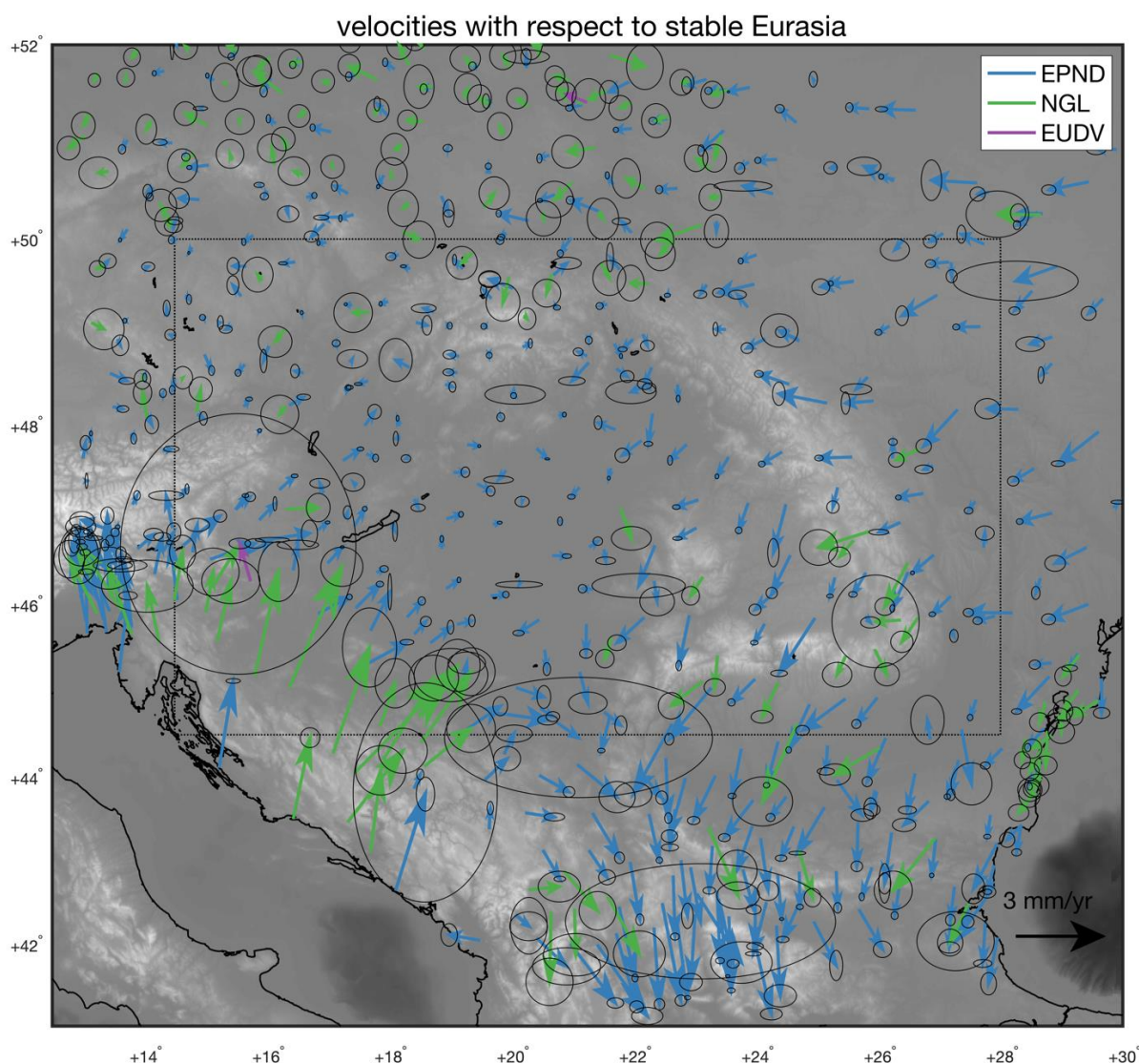
A Pannon-medence aktív deformációját az egész medencére kiterjedő neotektonikus inverzió (pozitív inverzió, azaz az extenziót követő rövidülés) jellemzi (Fodor et al. 2005a; Horváth és Cloetingh 1996; Koroknai et al. 2020). Ezt az inverziót az Adria mikrolemez Euráziához viszonyított északi mozgása és CCW (óramutató járásával ellentétes) forgása hajtja, a Pannon-medence kelet felé beszorított helyzetével kombinálva (Bada et al. 2007; Horváth 1993). Ezen folyamatok eredménye a Pannon-medence viszonylag lassú neotektonikus rövidülése. A rövidülést jelzi az északkeleti irányú tektonikus mozgások egyre csökkenő sebessége a medence belseje felé (Grenerczy et al. 2005). Ez a kontrakció nagyrészt a már meglévő normál törések reverz és ferde reaktiválásában, az ezzel kapcsolatos redőkben és eltolódásos törészónák kialakulásában tükröződik (Fodor et al. 2005a; Koroknai et al. 2020).

A Pannon-medencében továbbra is kihívást jelent a jelenlegi deformációs folyamatok számszerűsítése és elemzése. A 2000-es években a régió ritkás GNSS (*Global Navigation Satellite System*) hálózata lehetővé tette a sebességmező interpolációját egy viszonylag durva adathalmaz alapján (Grenerczy et al. 2005), viszont nem tette lehetővé az alakváltozási sebességkomponensek (strain rate) megbízható kiszámítását, tekintettel a felszíni sebességek kis gradiensére a térségben. Újabb GNSS alapú tanulmányok sikeresen bizonyították a geodetikus alakváltozás-elemzésben rejlő lehetőségeket globális (Kreemer et al. 2014) vagy európai léptékben (Piña-Valdés et al. 2022). A Kárpát-Pannon-régió célzott elemzése azonban még hiányzik, ezért a jelenlegi deformációs folyamatok megértése nagyrészt terepi, szeizmikus és fúrásokból származó szerkezeti megfigyelésekre támaszkodik (Fodor et al. 2005a; Koroknai et al. 2020), amelyek összevetése egy részletes geodéziai alakváltozási sebesség elemzéssel elengedhetetlen a szeizmotektonikai folyamatok tanulmányozásához. Ebben a tanulmányban egy időközben jelentősen sűrűbbé vált GNSS-hálózat adatait elemezzük az aktív mozgások jobb megismerése érdekében. Vizsgáljuk azokat a térbeli skálákat, amelyekben a GNSS által származtatott sebességek megbízható deformációs rátákat tudnak szolgáltatni. A geodéziai sebességmezőt helyi közönséges *kriging* segítségével interpoláljuk és levezetjük a Kárpát-Pannon-régió alakváltozási sebességmezőit (*strain rate fields*).

5.1.2. GNSS-adatok

A tektonikus mozgásokról a folyamatosan működő referenciaállomás-hálózatok (CORS) szolgáltatnak mennyiségi adatokat. Európában az EUREF állandó hálózat sűrítésére irányuló projekt (EPND) célja az összes nemzeti CORS-hálózat integrálása (Kenyeres et al. 2019) és sűrű, jó minőségű állomásebesség-információk szolgáltatása (5.1.1. ábra). A GNSS-adatokat a nemzeti elemzőközpontok (AC) rutinszerűen, szabványosított feldolgozási irányelvek szerint dolgozzák fel, és az eredményeket a szabványos SINEX (*Software Independent Exchange*) formátumban szállítják. Az egyes AC-ekből érkező napi/heti pozíciómegoldásokat összevetik, tisztítják, majd a heti SINEX-szinten egyesítik, és egyedi megoldási sorozatot hoznak létre. Ezt követően egy nagy kiigazítási folyamatot indítanak el, amely magában foglalja az összes egyesített SINEX-fájlt, és egy többéves pozíció- és sebességmegoldást ad. Az EPND-termékek a Bernese és a GAMIT feldolgozáson alapuló

26 AC termék összetétele. Minden kombinációs folyamat a CATREF szoftverrel történik (Altamimi et al. 2007). A GNSS-adatok feldolgozásával kapcsolatos további információkért az olvasót a Porkoláb et al. (2023, review alatt, Acta Geophysica et Geodaetica) tanulmányhoz referáljuk.



5.1.1. ábra: GNSS-mérésekből származtatott sebességek a Pannon-medencében és környékén. A sebességek az ETRF2000 fix-eurázsiai vonatkoztatási rendszerben vannak kifejezve. Adatforrások, EPND: EUREF Permanent Network Densification; NGL: Nevada Geodéziai Laboratórium. A hibaellipszisek 1 szigma bizonytalanságot jelölnek. A szaggatott téglalap jelöli a vizsgált területet.

5.1.3. Módszerek

5.1.3.1. Sebességmező interpoláció

A folytonos alakváltozási sebesség mező becsléséhez a GNSS által származtatott pontszerű sebességeket lokális ordináris krigeléssel interpoláljuk. Az ordináris krigelés egy sztochasztikus súlyozott átlagolási módszer, amely az adatok statisztikai információit használja fel a megfigyeletlen helyeken lévő mennyiségek becsléséhez (Wackernagel 2003). Ezt a statisztikai információt egy korrelogrammal írja le, amely a sebességek varianciáját és kovarianciáját/korrelációját adja meg a távolság függvényében. Általában a közeli sebességek hasonlóak, és a sebességek közötti korreláció

a távolság növekedésével csökken. A helyi korrelogramok meghatározásához (minden interpolációs ponthoz egy-egy korrelogrammal) először empirikusan meghatározzuk a helyi varianciát, ahol az összes megfigyelés közötti korrelációt határozzuk meg a távolság függvényében. A helyi adatok súlyozásához gauss-kerneleket alkalmazunk (*Machuca-Mory és Deutsch 2013*). A sebességmező keleti és északi komponensére külön-külön alkalmazzuk a krigelést.

5.1.3.2. Alakváltozási sebesség (*strain rate*) meghatározás

Az interpolált sebességmező folytonos leírásából számoljuk ki az alakváltozási sebességeket egy lokális 2D-síkban, a sebesség gradiens tenzor L horizontális részének meghatározásával. A gradienseket a sebességkomponensek adott pontban számolt különbségeiből határozzuk meg. A D alakváltozási sebességtenzort ezután az L sebesség gradiens-tenzorból származtatjuk. A D alakváltozási sebességtenzor a választott vonatkoztatási rendszer orientációjától függ. Azonban, fő alakváltozási rátákban (*principal strain rates*) kifejezve a deformáció sebességének bázisinvariáns leírását kapjuk, amely független a vonatkoztatási rendszer megválasztásától. A legnagyobb és legkisebb nagyságú fő alakváltozási sebességet ϵ_1 és ϵ_2 néven jelöljük. Ezek relatív nagysága alapján kvalitatívan leírhatjuk az alakváltozási sebességet (*Kreemer et al. 2014*), és követjük *Broerse et al. (2021, 43. egyenletük)* módszerét, ahol az alakváltozási sebességet rövidülésként, nyírás-ként vagy nyúlásként (extenzió) jellemezzük. Emellett a fő alakváltozási sebességek második invariánsát használjuk a deformációs sebesség általános nagyságának leírására.

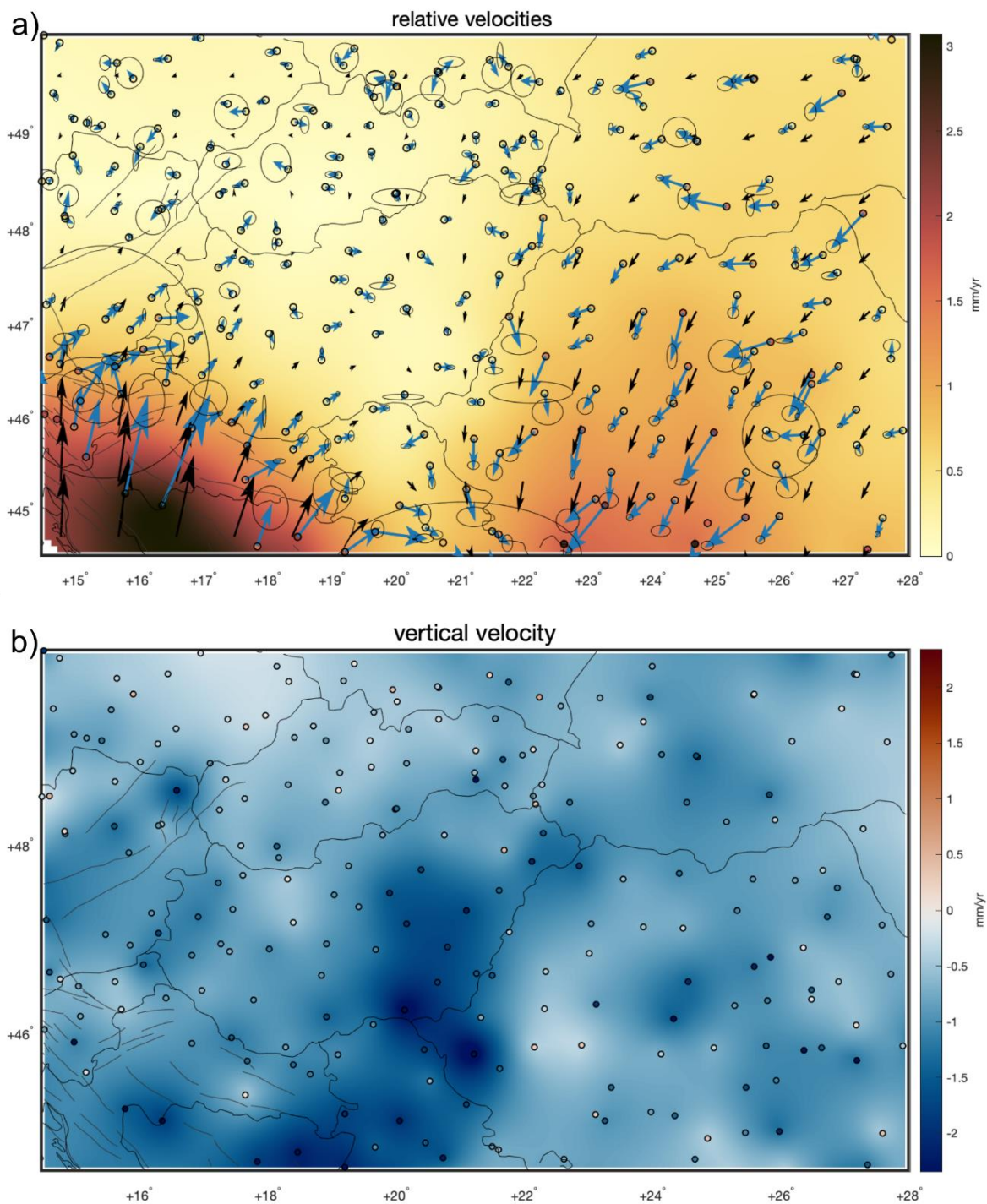
Amint az 5.1.1. ábrán látható, a Pannon-medence közepén a becsült sebességek általában nagyobbak, mint az 1-sigma bizonytalanságok, míg első ránézésre hiányzik a több állomás által is osztott koherens mozgás. Ez arra utal, hogy a bizonytalanságok a lokális sebességekre vonatkoznak, és nem reprezentálják megfelelően a regionális sebességeket (az állomások közötti tipikus távolság skáláján). Mivel az alakváltozási ráták a térbeli sebesség-különbségeken alapulnak, a sebességmezőben a korrelálatlan zaj felerősödik, és az egyes GNSS-sebességbecslések hibái a megfigyelési pontok között hamis alakváltozási ráta-mintázatokhoz vezethetnek. A téves alakváltozási minták a szomszédos GNSS-pontok közötti alakváltozási sebesség előjelének változásaként jelentkeznek, ami kvázi „sakktábla” mintázatot eredményez. Ezért azt állítjuk, hogy a megbízható alakváltozási sebességmintázatok (az alakváltozási sebesség közös előjelű területét) legalább három egymást követő megfigyelésnek kell alátámasztania. Ennek érdekében változtatjuk a σ_{min} minimális sebesség-bizonytalanságot, mivel a sebesség-bizonytalanság nagyban meghatározza, hogy csak a közvetlen szomszédos megfigyelések kapnak-e nagy súlyt, vagy a közvetlen szomszédok mögött fekvő megfigyelések is jelentős interpolációs súlyt kapnak. A $\sigma_{min} = 1$ mm/év sebességű megoldásnál dominálnak azok a jelek, amelyeknél a félhullámhosszúságok nagyobbak, mint a telephelyek közötti átlagos távolságok kétszerese. Ennél a minimális megfigyelési bizonytalansági szintnél tehát magabiztosan támaszkodhatunk az alakváltozási sebességmező fő jellemzőire. A tanulmány további részében ezért azt feltételezzük, hogy az egyes GNSS-adatokból levezetett sebességek minimális sebességbizonytalansága 1 mm/év.

5.1.4. Eredmények

5.1.4.1. Sebességmező interpoláció

A GNSS-mérésekkel meghatározott horizontális sebességek (stabil eurázsiai lemezhez viszonyítva) a vizsgált terület délnyugati részén (Dinaridák és annak a Pannon-medence felé való átmenete)

jellegzetes ÉÉK-i irányú mozgást, valamint a vizsgált terület délkeleti részén (Erdélyi-medence és a dél-délkeleti Kárpátok) jellegzetes DDNy irányú mozgást mutatnak (5.1.1., 5.1.2a ábrák).



5.1.2. ábra: Interpolált vízszintes (a) és függőleges (b) sebességek. a) A színek a vízszintes sebesség nagyságát jelölik, a körök a GNSS-állomások adatait, stabil Euráziára vonatkoztatva. A kék vektorok a GNSS sebességvektorokat ábrázolják 1-sigma bizonytalansági ellipsziszekkel. A fekete vektorok az interpolált sebességvektorokat jelölik. A sztochasztikus interpolációhoz az egyes helyszínek sebességének minimális bizonytalansági szórását 1 mm/év értékben határoztuk meg. b) A színek a függőleges sebesség nagyságát jelölik a bemeneti adatok (körök), valamint az interpolált területek esetében.

A sebességek interpolációja megerősíti ezeket a megfigyeléseket és a Dinaridák ÉÉK-i irányú, 3 mm/év-ig terjedő mozgását, valamint a romániai Kárpátok DDNY irányú, 1,5 mm/év-ig terjedő mozgását mutatja (5.1.2a ábra). A Pannon-medencét és a szlovákiai Nyugati-Kárpátokat nagyon alacsony, 0,1-0,5 mm/év sebesség jellemzi, a Pannon-medence délnyugati részén valamivel magasabb értékekkel. Az 1 mm/év minimális sebességi bizonytalanság feltételezése azt eredményezi, hogy a Pannon-medencében az interpolált sebességek valamivel kisebbek, mint a GNSS-sebességvektorok. Ugyanakkor az interpolált sebességek azimutja fokozatosabban változik, mint a GNSS-sebességeké. Ennek a lassú mozgásnak az iránya a nyugati és a középső Pannon-medencében ÉKK, a Nyugati-Kárpátokban NyDNY, a keleti Pannon-medencében pedig DDNY (5.1.2a ábra).

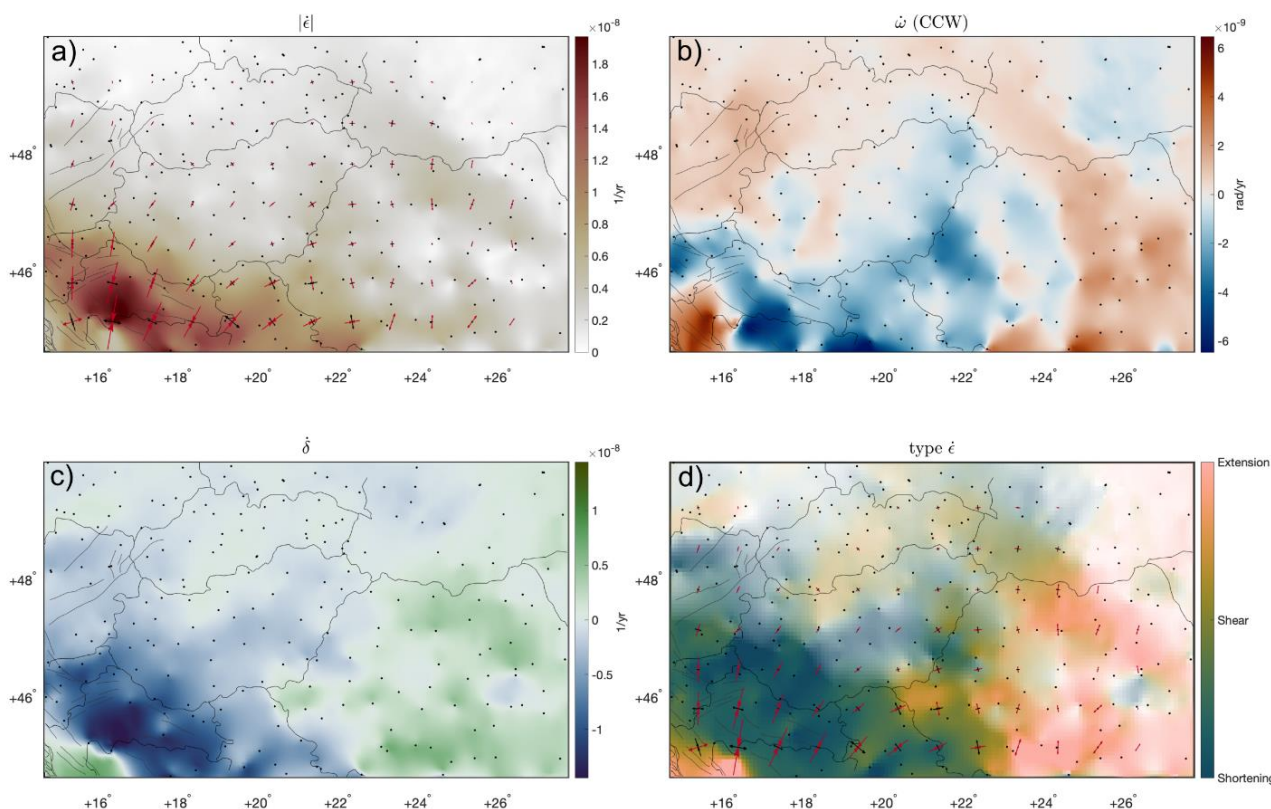
A függőleges sebességek széleskörű süllyedést jeleznek a Kárpát-Pannon-régióban, amely a Pannon-medence keleti és déli részein a leggyorsabb, 1,5-2 mm/év (5.1.2b ábra). A medence peremvidékei, mint például a Dunántúli-középhegység, az Erdélyi-középhegység vagy a Dinaridák és a Keleti-Alpok átmeneti területe közel 0 függőleges sebességet mutatnak (nagyon lassú süllyedés vagy nagyon lassú kiemelkedés), ami a mély medencékhez képest jelentős relatív kiemelkedést jelent (5.1.2b ábra).

5.1.4.2. Alakváltozási sebesség (strain rate) eredmények

Az 5.1.3. ábra a referencia modellben becsült alakváltozási sebességet mutatja (kontúrvonalas ábrázolásért lásd 6. melléklet). Az alakváltozási sebesség tenzor második invariánsa a területre vonatkozó alakváltozási sebesség nagyságát mutatja (5.1.3a ábra). A horvát Dinaridák területe deformálódik a leggyorsabban, akár 20 nstrain (nanostain)/év sebességgel, míg a terület többi része jellemzően 1-10 nstrain/év sebességgel deformálódik. Az Északi-középhegység, a Nyugati-Kárpátok és az európai előtér mutatja a legalacsonyabb alakváltozási sebességet, általában 1 nstrain/év közeli értékekkel (5.1.3a ábra). A Pannon-medencén belül a legnagyobb alakváltozási ráták a délnyugati részen (a szlovén-magyar és a horvát-magyar határ mentén) találhatóak, elérve a 6-10 nstrain/év értéket.

A forgási sebességek kb. 6 és -6 nrad (nanoradián)/év között mozognak, ahol a pozitív értékek a CCW, a negatív értékek pedig a CW forgásokat jelölik (5.1.3b ábra). A terület ÉNy-i részét (Keleti-Alpok, Nyugati-Kárpátok, európai előtér) lassú (kb. 1 nrad/év), de következetes CCW forgások jellemzik. A romániai Kárpátok szintén CCW irányban forognak, bár valamivel gyorsabban (1-4 nrad/év). Ezzel szemben a horvát, boszniai és szerbiai Dinaridák nagy részét, valamint az Apuseni hegység nagy részét és az Erdélyi-medencét következetes jobbra fordulás jellemzi. A Pannon-medence magyarországi részét nagyon lassú forgások jellemzik, amelyek 1 és -1 nrad/év között változnak. A terület délnyugati sarka (Külső-Dinaridák) viszonylag gyors CCW forgást mutat.

A dilatációs ráták jelzik a terület növekedését (pozitív értékek) vagy zsugorodását (negatív értékek). Jelentős pozitív dilatáció (kb. 5 nstrain/év) jellemzi a Román Kárpátokat és az Erdélyi medencét (5.1.3c ábra). Emellett a vizsgált terület ÉNy-i sarka is pozitív dilatációt mutat, ami a Dinaridák belsőbb részeihez képest a tengerparti területek lassabb ÉK-i mozgásának köszönhető (5.1.2a, 5.1.3c ábrák). A Nyugati-Kárpátok és az Északi-középhegység lassabb pozitív dilatációt mutat (kb. 1 nstrain/év). Ezzel szemben a Pannon-medence 1-5 nstrain/év negatív dilatációs értékeket mutat, míg a szlovéniai, közép- és észak-horvátországi valamint boszniai hegyvonulatok gyorsabb, 5-10 nstrain/év negatív dilatációs rátát mutatnak.



5.1.3. ábra: Az alakváltozási sebesség számítási eredményei, amelyek a) az alakváltozási sebesség nagyságát (az alakváltozási sebességtenzor második invariánsa); b) a forgási sebességet; c) a dilatációs sebességet; és d) az alakváltozási sebesség típusait mutatják. Az utóbbi esetében a színtérkép feletti átlátszóságot alkalmazzuk, amikor a nyúlási sebesség nagysága 2 nstrain/év alatt van. Az a) és d) panelek a fő alakváltozási sebesség orientációkat is mutatják. A konvergáló nyilak a rövidülési irányt, a széttartó nyilak a nyúlási irányt jelzik. A kettő közül a nagyobbat pirosra, a kisebbet fekete-re színeztük. A szimbólum mérete arányos az alakváltozási sebesség nagyságával; azaz a nagyobb szimbólumok nagyobb alakváltozási sebességet jelentenek.

Az 5.1.3d ábra mutatja az alakváltozások típusát és a főtengelyek (rövidülés és nyúlás) irányultságát a területen (lásd 6. melléklet). A Keleti-Alpok, a Dinaridák és a Pannon-medence átmeneti zónájában az ÉÉNy-DDK / ÉK-DNy irányú rövidülés és transzpresszió (rövidülés és alárendelt merőleges nyúlás) dominál, amelynek intenzitása a medencén belül egyre csökken, amint azt a főalakváltozási ráta-szimbólumok csökkenő mérete is kiemeli. A Pannon-medence nagy részét a rövidülés és transzpressziós deformáció jellemzi, a rövidülés iránya a nyugati területeken ÉÉK-DDNy-ról a keleti területeken KÉK-NyDNy-re változik. Az uralkodó rövidülés és transzpresszió az Északi-középhegység felé transztenzióra változik, és a Nyugati-Kárpátok nagy részén is a transztenziós deformáció dominál. A Pannon-medence keleti végét (a Derecskei törésvonal környéke) a magyar határ mentén nyírásos deformációs zónák jellemzik, ahol a nyúlásos és rövidülési komponensek nagyjából egyenlők. Ezek a nyírásos deformációs zónák elválasztják a döntően rövidülésszerű magyarországi Pannon-medencét és Dinaridákat a döntően nyúlásos Erdélyi-medencétől és a romániai Kárpátoktól (5.1.3. ábra, 6. melléklet).

5.1.5. Diszkusszió

5.1.5.1. Az aktív deformáció geodinamikai hajtóerői

Az új eredmények azt mutatják, hogy a Pannon-medencében a rövidülés és a transzpressziós deformáció dominál (6. melléklet, 5.1.3. ábra). Ez a Dinaridák 2-3 mm/év ÉÉK-i irányú mozgásából, illetve az ukrainai és romániai területek 1-1,5 mm/év NyDNY és DDNY felé történő mozgásából adódik. Ezek a mozgások összenyomják a Pannon-medencét (Bada et al. 2007), amely válaszul rövidülésen megy keresztül. Ezen feszültség- és alakváltozási sebesség-mező kialakulásának kritikus feltétele az Adria mikrokontinensről érkező folyamatos ÉÉK-i irányú lökés vagy „push” (CCW forgás nagyobb léptékben, ami az általunk interpolált terület határain kívül esik, Bada et al. 2007; Grenczy et al. 2005; Márton és Fodor 2003), amit Afrika és Eurázsia általános konvergenciája diktál. Az Adria-push miatt az Adria-mikrolemez megmaradt részével szomszédos területet (Dinaridák) jellemzik a legnagyobb elmozdulási és alakváltozási sebességek (5.1.2. és 5.1.3. ábrák). A Pannon-medence belseje felé csökkenő alakváltozási sebességek azt mutatják, hogy az Adria-push hatása fokozatosan csökken, ahogy egyre több rövidülést vesz fel a medence (5.1.3a,d ábra): a Pannon-medence központi részein és az Északi-középhegységénél az alakváltozási sebességek már közel elhanyagolhatóak. Ezek az eredmények általánosságban alátámasztják és kiegészítik a régió általános mozgására (Grenczy et al. 2005), valamint a neotektonikus kompresszió hajtóerőire vonatkozó korábbi megállapításokat (Bada et al. 2007; Horváth 1993).

5.1.5.2. Aktív deformációs zónák

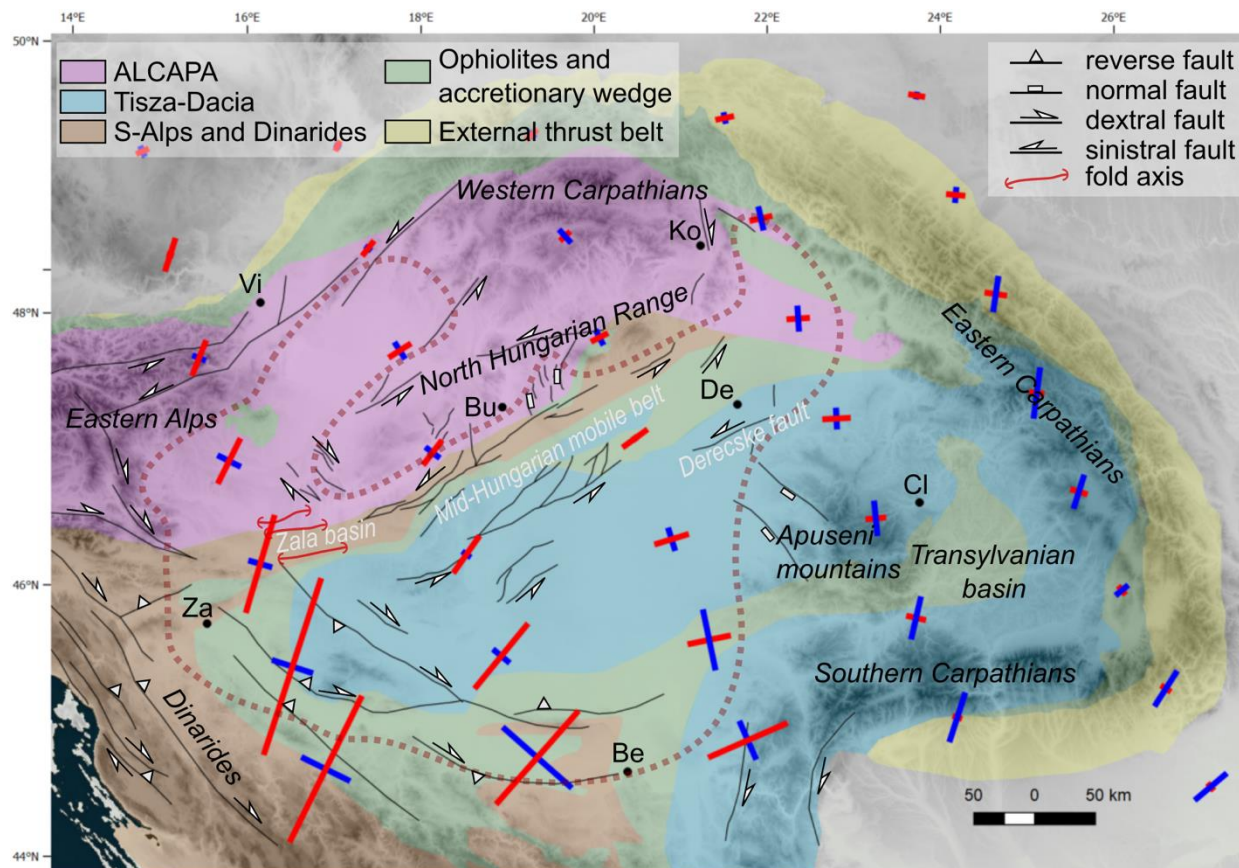
Dinaridák és délnyugati Pannon-medence

Eredményeink szerint az északnyugati Dinaridákban (É-D / ÉÉK-DDNY rövidülési irány, 5.1.4. ábra) és a délnyugati Pannon-medencében (ÉK-DNY rövidülési irány) dominánsan rövidülés és alárendelten merőleges nyúlás (transzpresszív deformáció) figyelhető meg. A nyírásos komponens (transzpresszió) a Dinaridákban jelentősebb, ami jól illeszkedik a Déli-Alpokban az Adria benyomódása miatt kialakult nagyobb eltolódásos vetők aktivitásához (Picha 2002; Ustaszewski et al. 2014; Van Unen et al. 2019; Xiong et al. 2022). A nyírásos komponens csökken a Pannon-medence felé, amelyet szinte tiszta rövidülés jellemez. A Zala-medence a Pannon-térség DNY-i részén (5.1.4. ábra) több jelentős neotektonikus redős szerkezetet mutat (pl. Budafa antiklinális). A redőtengelyek általában miocén normálvetőkkel párhuzamosan (KÉK-NyDNY / K-Ny irányban) helyezkednek el, amelyek közül néhány a neotektonikus inverzió során feltolódásként reaktiválódott (Fodor et al. 2005a; Horváth 1995; Koroknai et al. 2020). A redők orientációja ÉÉNy-DDK irányú rövidülést (és kompressziót) sugall a Zala-medencében (Koroknai et al. 2020), amely $\sim 25^\circ$ -kal tér el a GNSS-adatokból levezetett rövidülési irányoktól (5.1.4. ábra). Véleményünk szerint a redők kialakulását az öröklött és reaktivált vetők nagyban befolyásolták. Következésképpen a megfigyelt orientációt nemcsak a ható feszültségmező határozta meg, hanem a szerkezeti öröklődés is, ami az általános kompressziós és rövidülési irányokhoz képest kissé ferde orientációt eredményezhetett.

Közép-magyarországi zóna

A közép-magyarországi zóna egy kb. 75 km széles, ÉK-DNY irányú, jelenleg balos eltolódásos zóna (pl. Koroknai et al. 2020 és referenciák abban). Eredményeink azt mutatják, hogy a nyírásos zóna területét mérsékelt vagy nagyon alacsony alakváltozási sebességek jellemzik, amelyek 10 nstrain/évről 1-2 nstrain/évre csökkennek délnyugatról északkelet felé (5.1.3a ábra). Ez azt

mutatja, hogy a deformáció ebben a korábban meghatározó nyírási zónában jelenleg nem túl jelentős és nem egyenletesen oszlik el.



5.1.4 ábra: A Kárpát-Pannon-régió fő alakváltozási tengelyei (principal strain rates) a tektonikai kerettel és az aktív töréshálózattal a háttérben. A piros vonalak a rövidülési irányokat, míg a kék vonalak a nyúlási irányokat jelölik. A szimbólum mérete arányos az alakváltozási sebesség nagyságával; azaz a nagyobb szimbólumok nagyobb alakváltozási sebességet jelentenek. A szaggatott vonal a Pannon-medencét jelöli.

A fő alakváltozási tengelyek iránya a nyírózóna nyugati részén ÉK-DNy, míg a keleti részén KÉK-NyDNy irányú (5.1.4. ábra). Ez azt jelenti, hogy kelet felé a rövidülési irány a vetőkkel párhuzamos irányba fordul, ami nem jellemző az oldaleltolódásos deformációs zónákra. Míg az ÉK-DNy irányú rövidülési irány a nyugati részen hozzávetőleg megfelel egy KÉK-NyDNy csapású balos eltolódásos zónának, fontos megfigyelni, hogy ezt a területet szinte tiszta rövidülés jellemzi, nagyon alárendelt nyúlási komponenssel (5.1.4. ábra). Az aktív deformáció a közép-magyarországi zónában tehát döntően ÉK-DNy / KÉK-NyDNy irányú rövidülés, ami érdekes módon nem tükröződik egyértelműen a neotektonikus szerkezeti mintázatokban (Koroknai et al. 2020). Ennek egyik lehetséges magyarázata lehet a hosszú hullámhosszú, litoszféra léptékű, ÉNy-DK tengelyek körüli gyűrődés, ami a közönséges ipari reflexiók szeizmikus vonalakon nem figyelhető meg (Dombrádi et al. 2010; Horváth és Cloetingh 1996). A litoszféra léptékű redőződés jelentős szerepét a Pannon-medence inverziója során a differenciális függőleges mozgások előidézésében már kimutatták (Dombrádi et al. 2010), és feltételezésünk szerint ez magyarázhatja azt is, hogy a Pannon-medence nagy részét jellemző általános ÉK-DNy irányú rövidüléshez nem társulnak megfigyelhető szerkezeti elemek. Emellett hangsúlyozzuk, hogy a Koroknai et al. (2020) vagy Fodor et al. (2005a) által feltárt

neotektonikus (azaz az elmúlt 6-8 millió évben zajló) deformáció eltérhet a jelenleg aktív deformációs mintázattól a jelentős időbeli különbség miatt (azaz neotektonikus deformáció \neq aktív deformáció). Összefoglalva, bár a nyírási zóna területén neotektonikus balos vetők jelenlétét kimutatták (pl. *Koroknai et al. 2020*), eredményeink arra utalnak, hogy összességében a közép-magyarországi zóna jelenleg nem egy jelentős balos nyírási zóna, hanem inkább egy olyan terület, amely ÉK felé csökkenő mértékű rövidülést vesz fel.

5.1.5.3. Alakváltozási sebesség (*strain rate*) és a szeizmicitás viszonya

A Pannon-medence középső területének (a közép-magyarországi zóna) elemzése azt mutatta, hogy a geodetikus alakváltozási sebességek nem magyarázhatók teljes mértékben a szeizmikus deformációval (*Bus et al. 2009*), ami alátámasztja azt a nézetet, hogy az aszeizmikus kúszás (*aseismic creep*) fontos deformációs mechanizmus lehet a Pannon-medencében (*Germer et al. 1999*). Ezen hipotézis mellett szóló érveket tovább erősíti az általában alacsony szeizmicitás a mély részmedencék nagy hőáramú területein (*Lenkey et al. 2002*). Ilyen terület a DNY-i Pannon-medence magyar oldala, ahol a legmagasabb geodetikus alakváltozási sebességek (Magyarországon belül) viszonylag alacsony szeizmicitással párosulnak (pl. *Bondár et al. 2018*). Ennek ellenkezője igaz az Északi-középhegységre, ahol a nagyon alacsony vagy szinte elhanyagolható geodetikus alakváltozási ráták viszonylag magasabb szeizmicitással párosulnak (*Bondár et al. 2018*), ami valószínűleg a litoszféra kőzetösszetétel és hőmérséklet által meghatározott reológiai rétegződésének különbségeire vezethető vissza (*Lenkey et al. 2002*).

5.1.6. Összefoglalás

Ebben a fejezetben GNSS-adatokból származtatott sebességmező interpolációval és alakváltozási sebességmezők levezetésével vizsgáltuk a Kárpát-Pannon-régió aktív deformációját. A sebességmező interpolációjához közönséges krigelést, egy sztochasztikus interpolációs módszert használtunk. Eredményeink azt mutatják, hogy a rövid hullámhosszú zajoktól mentes alakváltozási sebességmező becsléséhez a sebességi bizonytalanságok skálázása szükséges, esetünkben legalább 1 mm/év standard eltérést feltételezve. A Kárpát-Pannon-régió deformációját a Dinaridák 2-3 mm/év, ÉÉK-i irányú mozgása határozza meg, és ezzel szemben a keleti területek (Európai előtere, Keleti-Kárpátok, Déli-Kárpátok, Erdélyi-medence) 0,5-1,5 mm/év, NY-DNY-i irányú mozgása áll. Ezek az ellentétes irányú mozgások nagyléptékű, átlagosan ÉK-DNY irányú rövidülést és transzpressziós jellegű deformációt határoznak meg a Dinaridákban és a Pannon-medencében, míg a Keleti- és a Déli-Kárpátok regionális É-D irányú extenzió mennek keresztül (*6. melléklet*). A neotektonikus szerkezetek általában jó egyezést mutatnak az alakváltozási sebesség-mezővel, például a Dinaridákban, a Keleti-Alpokban vagy a Pannon-medence nyugati részén. Megfigyelhetőek azonban ellenpéldák is: a középső és keleti Pannon-medencében a balos neotektonikus szerkezetek mentén párhuzamos rövidülés vagy kéttengelyű rövidülés is tapasztalható, amely nehezen egyeztethető össze az eltolódásos vetőkinematikával.

5.2. Magyarország műholdradar-interferometriás mozgásvizsgálata

5.2.1. Bevezetés és célkitűzések

GNSS-állomások regisztrátumainak felhasználásával kiváló időbeli felbontással lehet elvégezni a felszíni elmozdulások vizsgálatát, amennyiben rendelkezésre áll egy megfelelően sűrű állomáshálózat. Sok esetben azonban a permanens GNSS-hálózat állomásai közötti távolság nem elég rövid ahhoz, hogy a vizsgált területen zajló felszíni elmozdulások komplex térbeli mintázatát leképezze. A térbeli felbontás növelésére a vizsgált területen átmeneti hálózat telepíthető, azonban az átmeneti hálózat telepítésének és fenntartásának költségei (mind pénzügyi, mind humán erőforrás) sokszor meghaladják egy adott projekt vagy kutatás költségvetési keretét.

Az utóbbi 15-20 évben a szintetikus apertúrájú radar távérzékelési technológiára alapuló ún. radarinterferometriás (vagy InSAR, lásd 5.2.2. fejezet) módszerek alkalmazása robbanásszerű fejlődésnek indult. A radarinterferometriai módszerek felhasználásával lehetséges a felszíni elmozdulások kiváló térbeli felbontással történő térképezése és monitorozása, költséges felszíni infrastruktúra telepítése nélkül.

Az InSAR feldolgozási módszerek és alkalmazások fejlődését két tényező tette lehetővé. Az Európai Bizottság által finanszírozott és az Európai Űrügynökség (ESA) által megvalósított és fenntartott Copernicus-program keretén belül pályára állított Sentinel-1 A és B műholdpár azelőtt elérhetetlen minőségű és mennyiségű SAR-felvételt szolgáltat. A számítástechnika fejlődése, mind a hardveres, mind a szoftveres megoldások tekintetében pedig megnyitotta az utat az egyre bővülő SAR-felvétel adatrendszerek feldolgozására.

Az említett tényezők indokolták, hogy a GNSS-megfigyelések mellett InSAR-feldolgozással is meghatározásra kerüljenek a felszíni elmozdulások Magyarország területén. Az elkészült InSAR felszíni elmozdulástérkép hozzájárulhat felszíni- és felszínalatti, esetlegesen tektonikus eredetű folyamatok detektálásához és megértéséhez.

5.2.2. Az InSAR-módszer leírása

A radar technológián (**radio detection and ranging** - rádióérzékelés és távolságbecslés) alapuló ún. SAR (**Szintetikus Apertúrájú Radar**) egy aktív távérzékelési módszer, melynek segítségével a Föld felszínét lehet feltérképezni. Az érzékelés során egy mozgó platformra (drón, repülőgép, űrgeodéziában műhold) helyezett antenna ismert alakú mikrohullámú elektromágneses jelet bocsát ki. A kibocsátott jel a Föld légkörén áthaladva (ionoszféra, semleges atmoszféra) eléri a felszínt, a felszínről visszaverődik, a visszaverődött jelet pedig az antenna regisztrálja.

A visszavert jel feldolgozásával kiváló felbontású kép (Sentinel-1 esetében megközelítőleg 5-20 méter) kapható a földfelszínről. A képkészítés során nem csak a visszavert jel amplitúdója, hanem a jel fázisszöge is rögzítésre kerül. A fázisszög a jel által megtett út (műhold antenna – visszaverő-felület – műhold antenna) egy hullámhosszánál kisebb maradéka.

A műholdradar interferometria egy kétszeresen relatív technológia. A fázisszög egy felvétel esetén véletlenszerűen változik pontról pontra és önmagában nem szolgáltat hasznos információt. Két különböző időpontban készült felvétel esetén viszont a fázisszögek különbsége már határozott mintázatot mutat és a felszíni topográfia, az atmoszférában bekövetkezett változások, valamint a

felszíni elmozdulások műhold irányába vetített komponensének (LOS – satellite line-of-sight) függvénye. A két felvétel felhasználásával készült, fáziskülönbségeket tartalmazó kép az interferogram. A kizárólag topográfiai hatással korrigált interferogramot differenciális interferogramnak nevezik, melynek fázisértéke $[-\pi, \pi]$ között változhat. A topográfiai és atmoszférikus hatások eltávolítása után az interferogramból megbecsülhető a két felvétel közötti időtartam alatt végbement műholdirányú elmozdulás. A felszíni elmozdulás meghatározásához szükséges elvégezni egy ún. fáziskicsomagolást - egy referenciapontból kiindulva feloldja a 2π radián fáziskülönbségeket térben és / vagy időben szomszédos pixelek között (Constantini 1998). Amennyiben hosszabb időszakot (hónapok, évek) lefedő SAR-felvételek állnak rendelkezésre, interferogramok sorozata készíthető el. Minden interferogram esetén megállapítható a két időpont között bekövetkezett felszíni elmozdulás, melyből becsülhető az elmozdulások időSORA. Az időSORából egyenes illesztésével becsülhető a felszíni elmozdulások átlagos sebessége.

A SAR-felvételek interferometrikus feldolgozására fejlesztett és alkalmazott módszereket az irodalom radarinterferometriának vagy InSAR-nak (**I**nterferometric **S**AR) nevezi.

A radarfelvételek a mezőgazdaságban (Davidson et al. 2000; Martinez et al. 2000) és a topográfiai modellekben (Farr et al. 2007), a földfelszín geomorfológiai változásainak, tektonikus folyamatainak és mesterséges objektumok deformáció-monitorozásában bizonyította eredményességét (Hooper et al. 2004, 2012; Cuenca et al. 2013; Grenczy és Wegmüller 2011; 2013, Petrik 2007).

5.2.3. A feldolgozás során felhasznált felvételek forrása: Sentinel-1 műholdak

Az Európai Űrügynökség (ESA) a Copernicus-program keretében 2014. április 3-án állította pályára a Sentinel-1A műholdat és 2016. április 25-én a Sentinel-1B műholdat – ez utóbbi egy energiaellátási hiba miatt 2021. december 23-án elvesztette funkcionalitását. A felvételek a műholdak által kibocsátott C-sávú, emelkedő frekvenciájú ún. *chirp* jellel készülnek, melynek középfrekvenciája 5,405 GHz.

A műhold visszatérési ideje 12 nap, vagyis ugyanarról a területről 12 nap alatt 2 képet szolgáltat, egyet leszálló, egyet felszálló irányból (5.2.1. ábra). A Sentinel-1B pályája úgy lett megválasztva, hogy az 1A-val tandemben 6 napos felbontással készítsenek ugyanarról a területről megfelelő irányú (fel- vagy leszálló) képet.

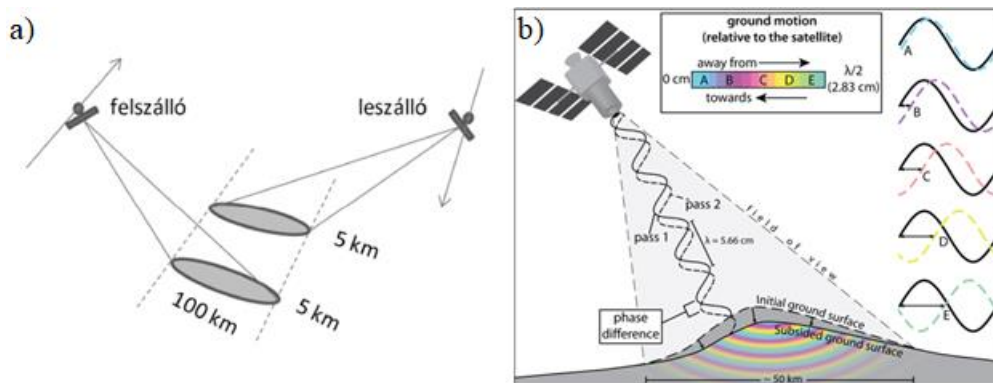
5.2.4. Feldolgozáshoz alkalmazott módszerek

A Sentinel-1 által készített felvételek feldolgozásának szempontjából a legkedvezőbb felszínek a növényborítottságot nélkülöző felületek, például vulkáni területek, vagy az ember által beépített, antropogén eredetű felületek, mert itt a jel visszaverődésért felelős szórópontok koherenciája időben sokáig fennáll (5.2.2. ábra).

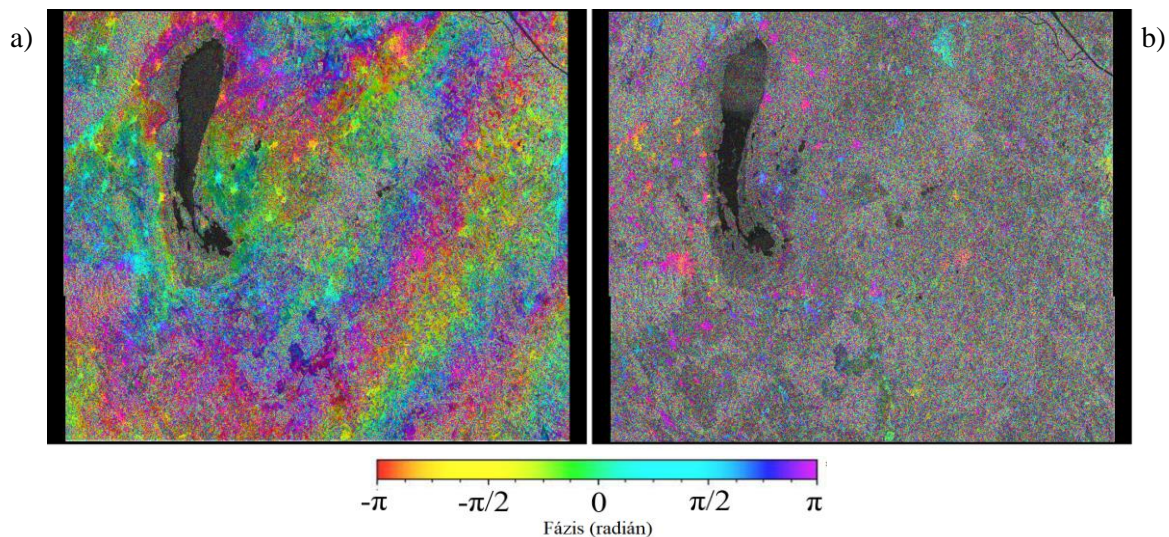
Vegetációval borított területeken (mezőgazdaságilag művelt területek, erdők, mezők) az érzékelt fázisszögek koherenciája egy nagyságrenddel romlik, mely a becsült felszíni elmozdulási sebességek megbízhatóságát is jelentősen csökkenti. A fázisszögek megbízhatóságának nagy mértékű és térben kiterjedt csökkenése a koherencia elvesztését jelzi. Inkoherensnek tekinthetők azon interferogramok, ahol a koherencia egy kritikus érték alá esik.

Egy terület mozgásvizsgálata a rendelkezésre álló SAR-felvételek alapján különböző megközelítésekkel végezhető el, melyet meghatároz a terület mérete, a várható deformáció mértéke

és karakterisztikája (időben lineáris, illetve nemlineáris), az elemzésben felhasznált pixel fázisértéke (egyszeres vagy átlagolt), a fáziskicsomagolás stratégiája (egy interferogramon a pontok között térben elvégezve vagy interferogram sorozaton deformációs modell alapján), az atmoszférikus fázis tag eltávolításának módja (független adatforrásból, a deformációs modell alapján, különböző szűrési eljárásokkal). A projekt keretén belül két eltérő feldolgozási módszer került alkalmazásra: a rövid bázisvonalú (multi reference vagy small baseline – SBAS, 5.2.5.2. fejezet) módszer és a koherens szórópontokra építő módszer (single reference vagy permanent / persistent scatterer – PS, 5.2.5.3. fejezet). A két megközelítésnek megvannak a saját előnyeik és korlátaik, nem adnak szükségszerűen azonos megoldást, azonban a várható deformációkat tekintve közel azonos eredményre kell vezetniük.



5.2.1. ábra: a) A műhold adott terület feletti áthaladása felszálló és leszálló irányban. (Bányai et al, 2014. 1. ábra) b) Radarinterferometria mérési elve*.



5.2.2. ábra: Az a) ábra 2018.08.30. és 2018.08.12. napokon készült felvételekből létrehozott interferogram a Fertő-tó térségéről, míg a b) ábra 2018.08.30. és 2019.01.09. napok felvételeiből készült interferogram. A szürke részek a b) ábrán az időközben megváltozott felszínborítottság miatti alacsony koherenciás területeket jelölnék.

A PS-eljárás elsősorban a lineáris elmozdulások meghatározására alkalmas, míg az SBAS-eljárás képes az időben nem-lineáris elmozdulások kimutatására is.

* <https://insar.space/insar-technology/>

A felvételek feldolgozása a Gamma szoftvercsomag* felhasználásával történt.

5.2.5. Feldolgozás menete

5.2.5.1. SAR-felvételek előfeldolgozása

Magyarország teljes területét mind leszálló, mind felszálló irányban (5.2.1. ábra) három-három műhold-áthaladási pálya fedi le (összesen 6 szegmens). A Dunántúl területét a Nyugat-Magyarország elnevezésű feldolgozás fedi le, Budapest és a Duna-Tisza-köze a közép-magyarországi feldolgozás, míg a Kelet-Magyarország nevű feldolgozás a Tiszántúl térségét jelenti.

A megfelelő dátumokhoz tartozó SAR-felvételeket tartalmazó fájlok és a hozzájuk tartozó precíz pályaadatok letöltése után egy referenciefelvételt (5.2.1. és 5.2.2. táblázat) kell választani. A Sentinel-1 SAR-felvételek ún. IW-kből állnak, melyeket további ún. *burstokra* tagolnak. A feldolgozás legelején meg kell választani a felhasználni kívánt IW-k és burstok számát. Magyarország területét nagyjából 3 felvétel fedi le, 1 felvétel 3 IW-re tagolódik, egy IW átlagosan 8-10 burstból áll. Ezt a lépést követi a geokódolás, amely során az SRTM domborzatmodell (Bernhard et al. 2003) került alkalmazásra. Ez teszi lehetővé a képkordináták transzformálását térképi koordinátákba (WGS84, szélesség, hosszúság). Geokódolás után lehetséges a koregisztráció, a felvételek újramintavételezése a referenciefelvétel képi koordináta rendszerébe. A minél pontosabb koregisztráció előfeltétele az interferogramok elkészítésének. A koregisztráció után mind a PS, mind az SBAS-módszer alkalmazható a felszíni elmozdulások meghatározására.

A feldolgozási lépések rendkívül tárhely igényesek. A burstok kiválogatásától a koregisztrációig a Magyarországot lefedő felszálló képsorozat esetében a tárhelyigény körülbelül 12 TB.

5.2.5.2. SBAS-módszer

A feldolgozások időtartama a 2015 és a 2021 közötti 7 évet öleli fel – 2015-re már a kezdeti adathiányos napok száma lényegesen lecsökkent, és 2021. decemberével zárul az az időszak, amikor a két műhold 6 napos felbontást biztosított, ezért lett kiválasztva ez az időtartam.

Azonban, minden elérhető dátumot felhasználni a feldolgozáshoz nem csak kezelhetetlenül nagy tárhelyigényhez, de indokolatlan redundanciához is vezetett volna. A végül felhasznált dátumok (5.2.1. táblázat) kiválasztásánál előzetes szűrési szempont volt, hogy lehetőség szerint minimális atmoszférikus zaj terhelje a felvételeket. A többi dátum az időbeli bázisvonal megválasztásának paramétereire igazítva lett (5.2.3. ábra).

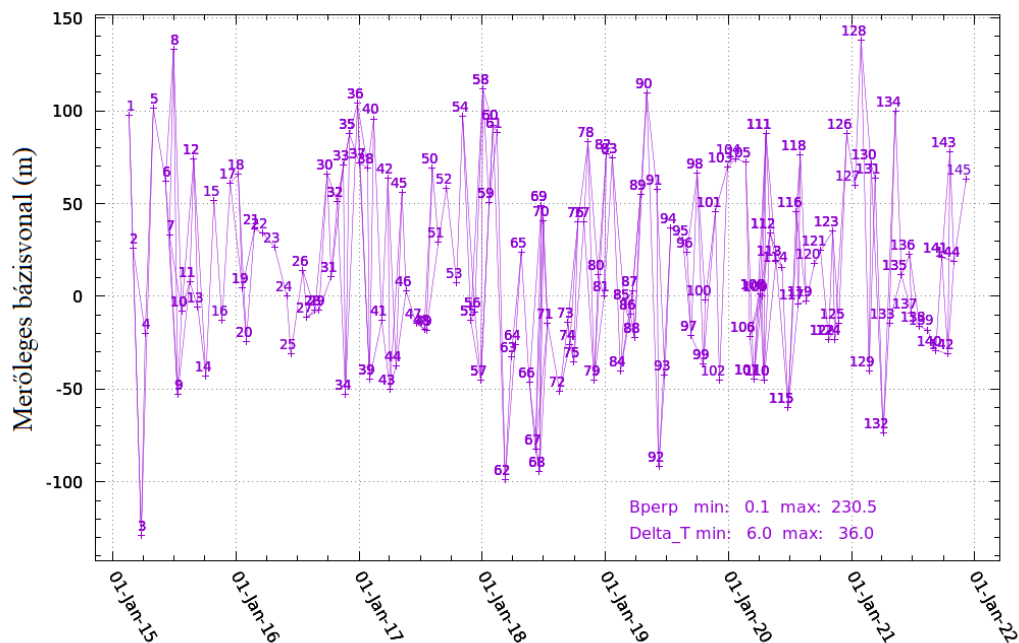
Az SBAS-módszer alkalmazása során (5.2.4. ábra), olyan képpárok kerülnek kiválasztásra, melyek között az időbeli eltérés egy meghatározott érték alatt van. Ezáltal a kiválasztott képpárokból készült interferogramok koherenciája maximalizálható (Lanari et al. 2007). A tapasztalatok szerint a koherencia átlagosan másfél hónapnyi időbeli eltérés után kezd drasztikusan csökkenni, ezért a maximális időbeli bázisvonalat 36 napban határoztuk meg. Ennek alapján kerültek az 5.2.1. táblázatban megjelölt számú interferogramok kiszámolásra.

A differenciális interferogramok elkészítését követi azok kicsomagolása, a kicsomagolt interferogramok alapján a felszíni elmozdulások származtatása. A felszíni elmozdulások idősorára illesztett egyenessel pedig meghatározásra kerül az átlagos elmozdulási sebesség.

* <https://www.gamma-rs.ch/>

	Leszálló irányú műholdképek			Felszálló irányú műholdképek		
	Nyugat-Magyarország	Közép-Magyarország	Kelet-Magyarország	Nyugat-Magyarország	Közép-Magyarország	Kelet-Magyarország
Relatív műholdpályaszám	124	51	153	73	175	102
Referenciafelvétel dátuma	2019.01.21.	2018.12.29.	2019.02.16.	2019.01.23.	2018.12.23.	2019.02.18.
Felhasznált dátumok	145	145	147	148	144	146
Összes interferogram	261	268	271	287	263	249
Manuális válogatás után	254	236	256	210	231	227

5.2.1. táblázat: Összefoglaló az SBAS-feldolgozás során felhasznált-SAR felvételekről.



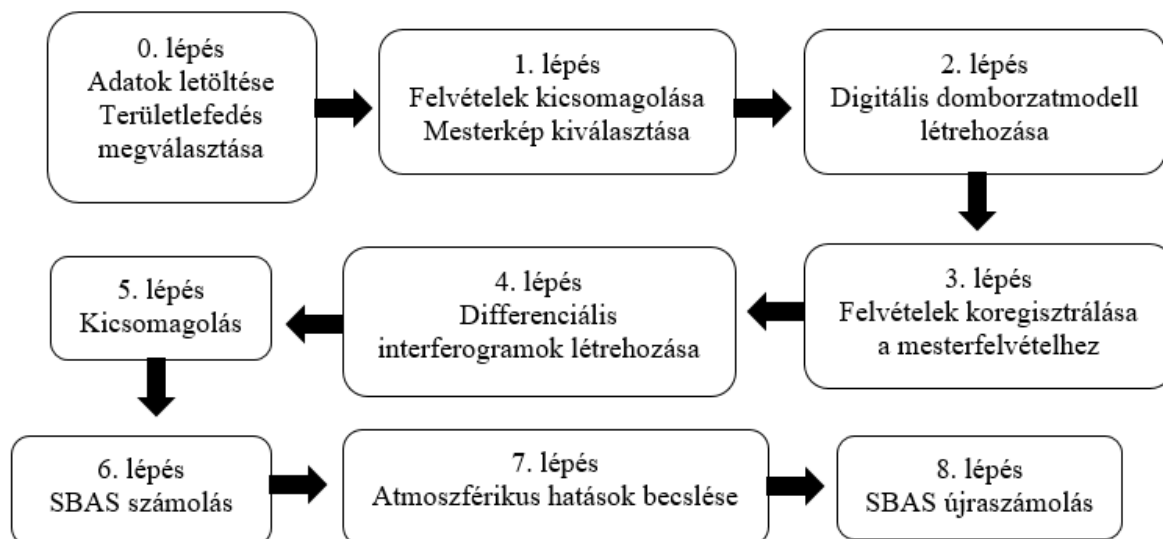
5.2.3. ábra: Nyugat-Magyarország leszálló irányú feldolgozásának bázisvonal-számítás eredménye. A keresztek az egyes SAR-felvételeket, az összekötő egyenesek az interferogramokat reprezentálják.

Az így kapott elmozdulási sebességek bizonytalanságának csökkentése érdekében két további korrekciós lépés került elvégzésre:

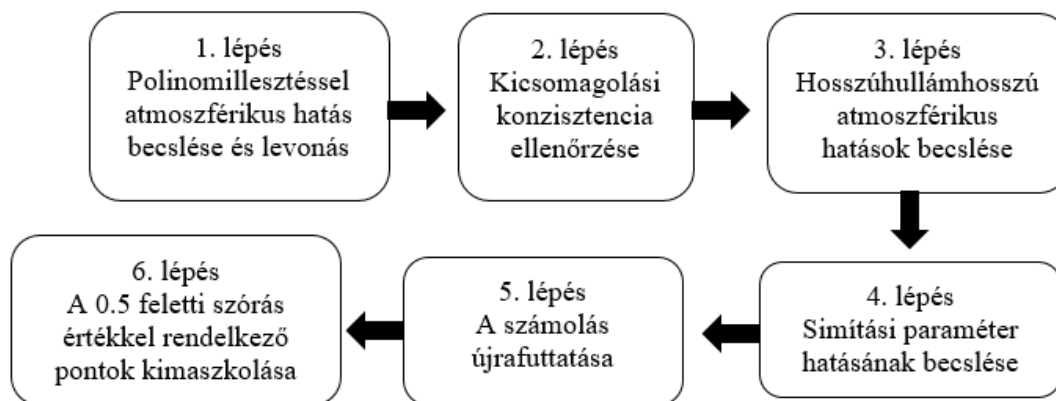
1. Kicsomagolt interferogramok átválogatása és szűrése. Az elmozdulási idősorok meghatározásának eredményeit torzíthatják azok az interferogramok, melyek kicsomagolási hibát tartalmaznak. A korrekciós lépés során a súlyos kicsomagolási hibával és/vagy alacsony koherenciával rendelkező interferogramok kerültek kiválogatásra, ennek eredménye egy kevesebb, de jobb minőségű interferogramokat tartalmazó adatrendszer.
2. Atmoszférikus hatások korrekciója az 5.2.5. ábrán felvázolt lépések alapján történt,

másodfokú polinommal: $a_0 + a_1 \cdot y + a_2 \cdot x + a_3 \cdot x \cdot y + a_5 \cdot x^2 + a_6 \cdot y^2$. Ennek a módszernek egy lehetséges hátránya az, hogy a hosszú hullámhosszú deformációkat kiszűrheti. Magyarország területén nem várható ilyen előzetes eredmények (GNSS-feldolgozás, 5.1. fejezet) alapján.

A korrekciós lépések együttes alkalmazása után a korrigált adatrendszerrel újra kiszámításra kerültek a felszíni elmozdulási sebességek. A sebességek további szűrése a legkisebb négyzetes illesztési reziduálok szórásának felhasználásával történt. A feldolgozás eredménye az 5 mm illesztési reziduál szórásnál kisebb értékkel rendelkező sebességek térbeli eloszlása mind a 6 szegmensre.



5.2.4. ábra: A teljes feldolgozás menete.

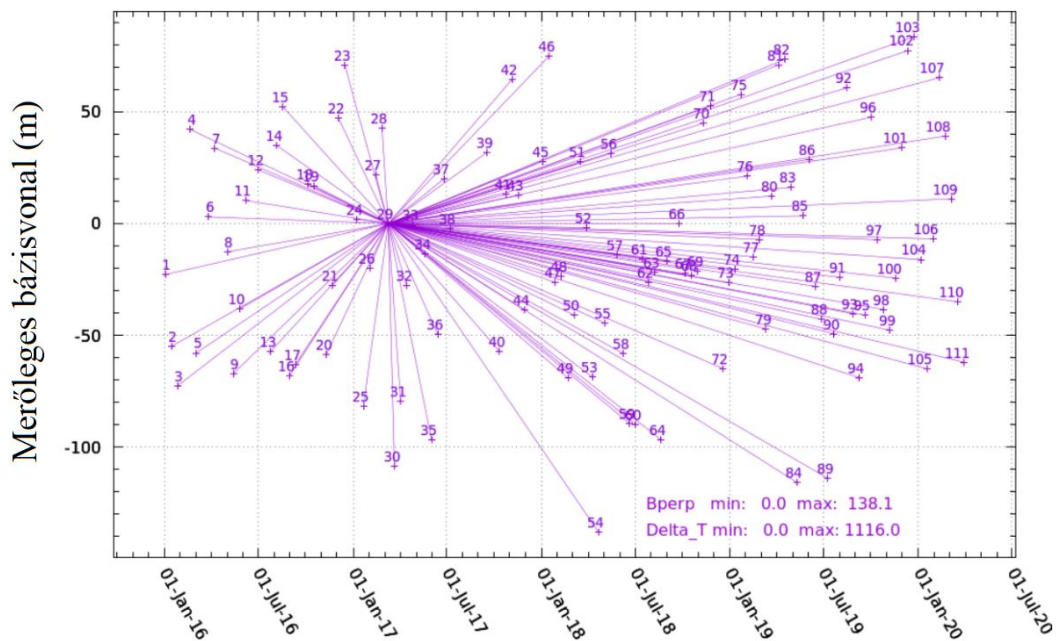


5.2.5. ábra: Az atmoszférikus hatások javításának lépései az SBAS-feldolgozásban.

5.2.5.3. PS-módszer

A PS vagy single reference (SR) módszer (Ferretti et al. 2001, 2011; Werner et al. 2003) kiindulási adatrendszere szintén a koregisztrált SAR-felvételek (5.2.6. ábra). A PS-módszer során az interferogramok egyetlen referencia felvételhez (időponthoz) képest kerülnek kialakításra. Ennek megfelelően döntően lineáris (néhány cm/év) deformációk detektálhatók. A feldolgozás ebben az esetben kezelhetőbb tárhelyigényű. A feldolgozás során a SAR-felvételek fázisértékei átlagolás nélkül kerülnek felhasználásra, ezzel biztosítva a maximális felbontást. A deformációs idősor meghatározása a pixelek amplitúdó és spektrális változékonyságát figyelembe véve csak a legstabilabbakon alapul, így biztosítva a megoldás nagy megbízhatóságát, illetve tovább csökkentve

a szükséges számítási és tárhely kapacitást. A feldolgozás során kiemelt cél volt, hogy az eredmények ne csak lokálisan legyenek értelmezhetőek, ami a legtöbb hasonló radarinterferometriás felszíndeformáció meghatározás korlátját jelenti, hanem minél nagyobb területre legyen összehasonlító jellegű. Ennek érdekében a felvételek időpontjai között az atmoszféra állapotában bekövetkezett változások okozta fázisérték külső adatforrásból került meghatározásra (GACOS, *Yu et al. 2018a, 2018b, 2017*), nem magából az interferogramból (vö. SBAS-módszer, 5.2.5.2. fejezet). Ezzel nemcsak nagyobb távolságok (egy relatív műholdpályához tartozó felvételen belül) esetén adekvát a pontok mozgásértékeinek összehasonlítása, hanem az esetleges nagyobb skálájú deformációk is a megoldás részei maradnak és nem kerülnek eltávolításra, mint a hagyományos eljárások esetében.



5.2.6. ábra: Nyugat-Magyarország leszálló irányú PS-feldolgozásának bázisvonal-számítás eredménye. A keresztek az egyes SAR-felvételeket, az összekötő egyenesek az interferogramokat reprezentálják.

	Nyugat-Magyarország	Közép-Magyarország	Kelet-Magyarország
Relatív műholdpályaszám	124	51	153
Referenciafelvétel dátuma	2017.03.08.	2017.03.15.	2017.03.10.
Felhasznált dátumok	178	168	163

5.2.2. táblázat: Összefoglaló a feldolgozás során felhasznált SAR felvételekről.

A feldolgozás során azok az interferogramok kerültek felhasználásra, amelyek relatíve sima lefutásúak voltak, kis változékonyságot mutattak a vizsgált terület kiterjedéséhez viszonyítva. Ebben az esetben a GACOS-modellből az atmoszféra okozta jelkésleltetést meghatározva megközelítőleg 70-80 %-ban sikerült az interferogramon látható információt megmagyarázni és ezt a hosszú

hullámhosszú összetevőt eltávolítani. A továbbiakban a feldolgozásba bevont pixelek deformációs adatsora egy iteratív eljárásban került meghatározásra, mely során lineáris deformációs modellt tételeztünk fel. A fáziskicsomagolás ebben az esetben nem egy interferogramon belül (térben, 2D-ben), hanem az elmozdulás okozta fázisváltozás idő függése szerint 1D-ban, ami jelentősen kevesebb hibalehetőséget rejt magában.

A feldolgozásnál felhasznált leszálló irányú felvételek a 2016 és 2021 közötti időszakot fedik le, a SAR-felvételekről néhány adatot az 5.2.2. táblázat foglal össze.

5.2.5.4. Hibatényezők és mérséklésük

Az SBAS-feldolgozások alapvető hibafaktora, hogy az elmozdulások idősorának becslésére használt ún. koefficiens mátrix (*Shaowei et al. 2021. 2-4 egyenletek*) rosszul kondicionált – ami ahhoz vezet, hogy kis változások a paraméterekben nagy változásokhoz vezethet a végeredményekben. Ezért a mátrixinverzióhoz egy kifejezetten ilyen mátrixokra kifejlesztett eljárást alkalmaznak – az SVD (singular value decomposition) módszert. Ez azonban a növekményes fáziskésleltetést a különböző bázisvonalak esetében nullának veszi, ami számítási hibákat eredményezhet a feldolgozásban.

A feldolgozások eredményeként elmozdulás-értékek kerülnek kiszámolásra, azonban számos olyan tényező is terheli ezeket az értékeket, amik nem tényleges elmozdulások, hanem például a jelterjedésre van befolyással.

Az egyik komoly hibaforrás a fáziskicsomagolásnál jelentkezik. A lépés egy úgynevezett referenciapont megválasztását igényli (5.2.3. táblázat). A megválasztásuknak több szempontja és megkötése is van – az egyik lényeges pont az, hogy a referenciapont lehetőleg legyen stabil, azaz a felszíni elmozdulások sebessége közel nulla legyen és a teljes terület elérhető legyen a referenciapontból, izolált részek lehetőleg ne legyenek. Amennyiben ez nem áll fenn, az eredmények értelmezését megnehezítheti.

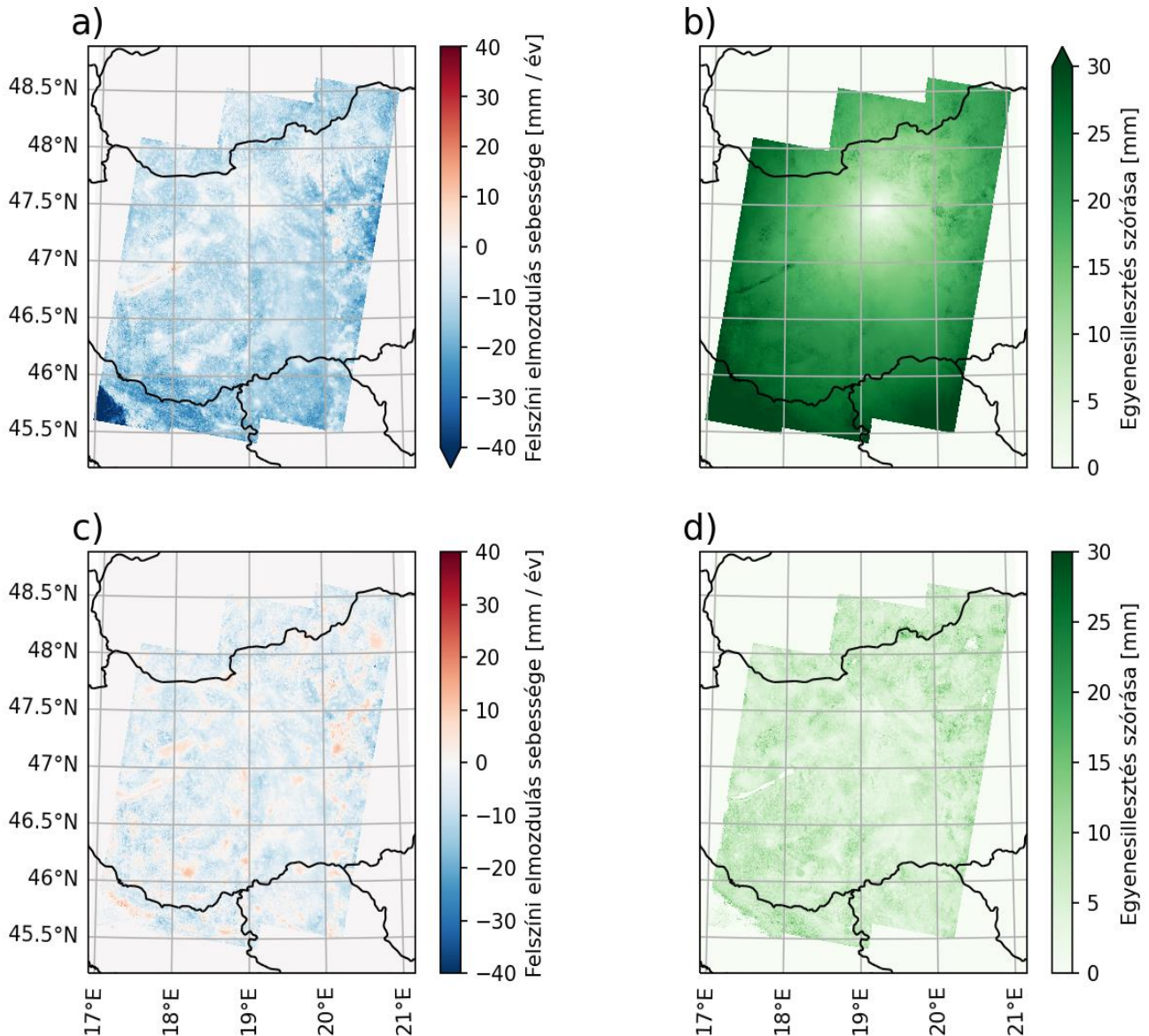
	Leszálló irányú műholdképek			Felszálló irányú műholdképek		
	Nyugat-Magyarország	Közép-Magyarország	Kelet-Magyarország	Nyugat-Magyarország	Közép-Magyarország	Kelet-Magyarország
Sebességkomponensek (mm/év)	Zalaegerszeg	Budapest	Szolnok	Tapolca	Budapest	Püspökladány
Északi	0,24	0,01	-0,05	0,56	0,01	-0,3
Keleti	0,31	0,38	-0,01	0,34	0,38	-0,26
Vertikális	-1,02	-0,97	-1,94	-0,66	-0,97	-2,18

5.2.3. táblázat: A referenciapontokhoz legközelebb eső GNSS-állomás mozgásanalíziséből származó sebességkomponensek.

Szintén a kicsomagolás lépéséből származó hibafaktor, hogy a műveletet végző algoritmus hibázhat, alacsony koherenciájú területeknél (pl.: vízfelszínek, hegyhátak) ez gyakran előfordul. Ezt manuális szűréssel valamennyire csökkenteni lehet, de teljesen nem kiküszöbölhető.

Nagyságrendeligen viszont a legnagyobb hibaforrás az atmoszféra jelkésleltő hatása, mely akár egy egész nagyságrenddel is terhelheti a tényleges mozgásértékeket. A kezelése – hiába állnak

rendelkezésre a szükséges fizikai ismeretek és modellek – megfelelő térbeli és időbeli felbontású mérési adatok nélkül nehézkes (5.2.7. ábra).



5.2.7. ábra: A leszálló irányú közép-magyarországi feldolgozás előzetes eredményei az interferogramok válogatása és atmoszférikus korrekciók előtt (a, b) és után (c, d). Az első oszlopban (a,c) a lineáris illesztéssel becsült átlagos felszíni elmozdulási sebességek-, a második oszlopban (b,d) az illesztéshez tartozó reziduálók szórásának térbeli eloszlása szerepel.

A PS-feldolgozásnál szintén kezelendő hibaforrás az atmoszféra hatása illetve a kicsomagolása.

5.2.6. Eredmények

5.2.6.1. Felszálló és leszálló irányból meghatározott sebességek értelmezése

Az InSAR-feldolgozásokból a felszíni elmozdulások sebessége származtatható, mely a vizsgált területen tipikusan a mm/év nagyságrendjébe esik. A meghatározott deformációk minden esetben a műhold irányú elmozdulást jelentenek ami mind a vertikális, mind a horizontális (elsősorban keletnyugati komponens) irányú deformációs komponenst magába foglalja az adott pálya geometriai

elrendezése alapján.

A felszálló műholdpályán a műholdirányú elmozdulás a felszíni mozgások vertikális és nyugati komponenséből áll össze, míg leszálló műholdpályán a keleti és vertikális mozgások komponensek adják össze a műholdirányú elmozdulást. Például, ha egy leszálló irányú felvételen a felszíni elmozdulás (sebessége) pozitív, ez megfelel a Föld felszínén bekövetkezett emelkedésnek és/vagy keleti irányú elmozdulásnak. Negatív érték esetén a felszínen süllyedés és/vagy nyugati irányú elmozdulás következett be.

5.2.6.2. SBAS-feldolgozás eredményei

Az feldolgozások eredményei (5.2.8. és 5.2.9. ábrák) kézzel átválogatott kicsomagolt interferogramokból készültek, melyek másodfokú polinomokkal közelített atmoszféra-javításon estek át a feldolgozás során (5.2.5. ábra). Zajcsökkentés és a feldolgozásban keletkező fájl méretének kezelhetősége miatt a felbontás 51 m x 55 m-re lett redukálva.

A feldolgozás során alkalmazott két korrekciós eljárás (interferogramok válogatása és atmoszférikus korrekció alkalmazása; lásd 5.2.5.2. és 5.2.5.4. fejezet) hatását a számított felszíni elmozdulási sebességekre az 5.2.7. ábra mutatja be. A korrekciók nem csak az elmozdulási sebességek nagyságrendjét csökkentették (5.2.7c ábra), hanem a kapott sebességek megbízhatóságát is növelték (szórásértékek csökkenése, 5.2.7d ábra).

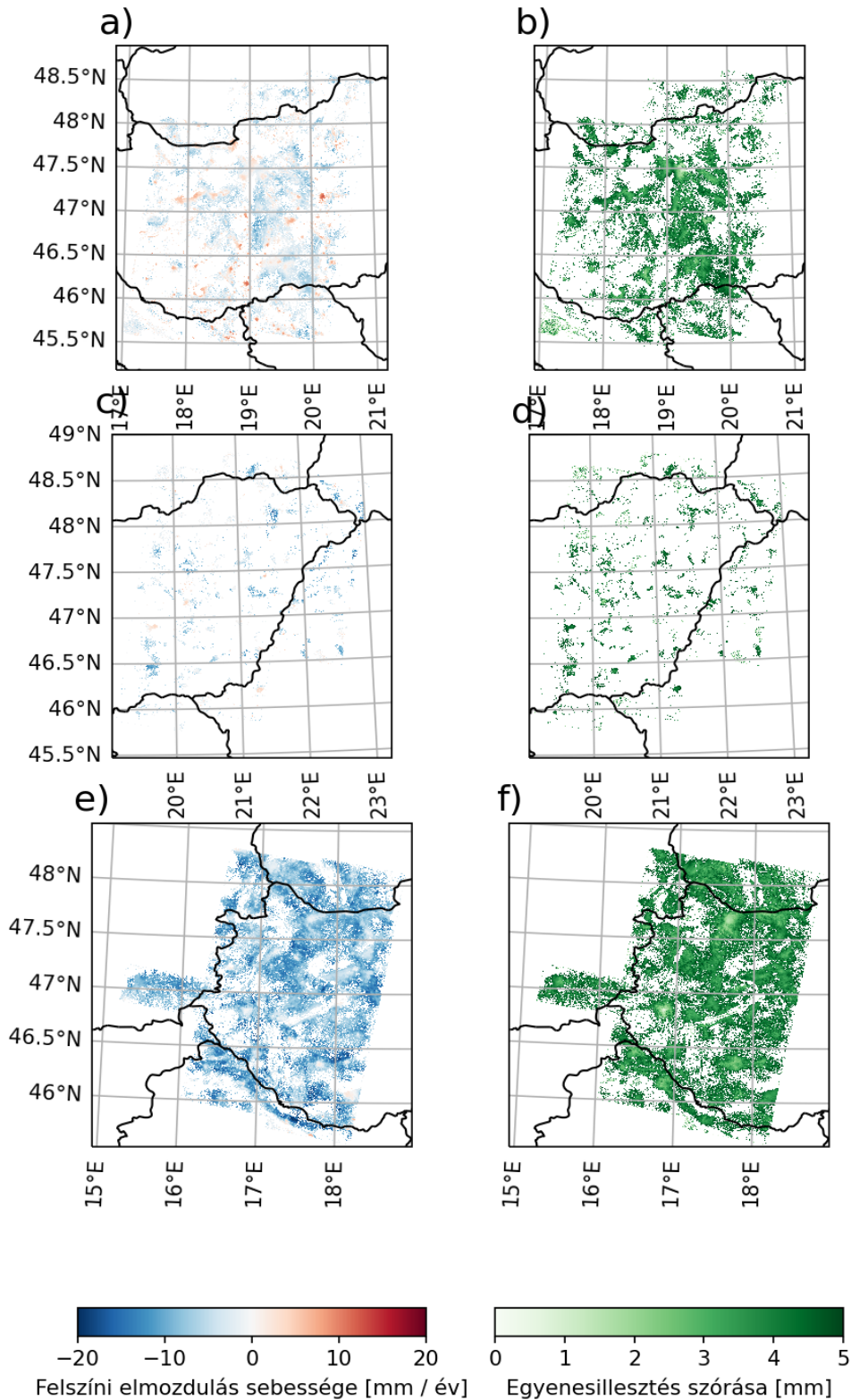
A teljes Magyarországot lefedő felszálló és leszálló irányú feldolgozás során meghatározott felszíni elmozdulás sebességértékek térbeli eloszlását és a sebességekhez tartozó szórásértékeket a 5.2.8. és 5.2.9. ábrák szemléltetik. Az ábrán az említett korrekciók elvégzése után számított sebességértékek szerepelnek. Kizárólag az 5 mm-nél kisebb szórással rendelkező sebességértékek kerültek ábrázolásra.

Általánosan elmondható, hogy a korrekciós eljárás minden esetben csökkenti a szórások és a sebességek értékét. Nyugat-Magyarország területét fedik legsűrűbben sebességértékek, mind a felszálló-, mind a leszálló-irányú feldolgozás esetén. A keletebbre található szegmensek esetén (középső és keleti országrész) a lefedettség csökken, a keleti országrész rendelkezik a legkisebb lefedettséggel. A sebességek nagy része ± 15 mm/év szélsőértékek közé esik (5.2.10. ábra). Ez egy nagyságrenddel nagyobb, mint a GNSS-állomások adataiból származtatott sebességértékek (1-2 mm/év).

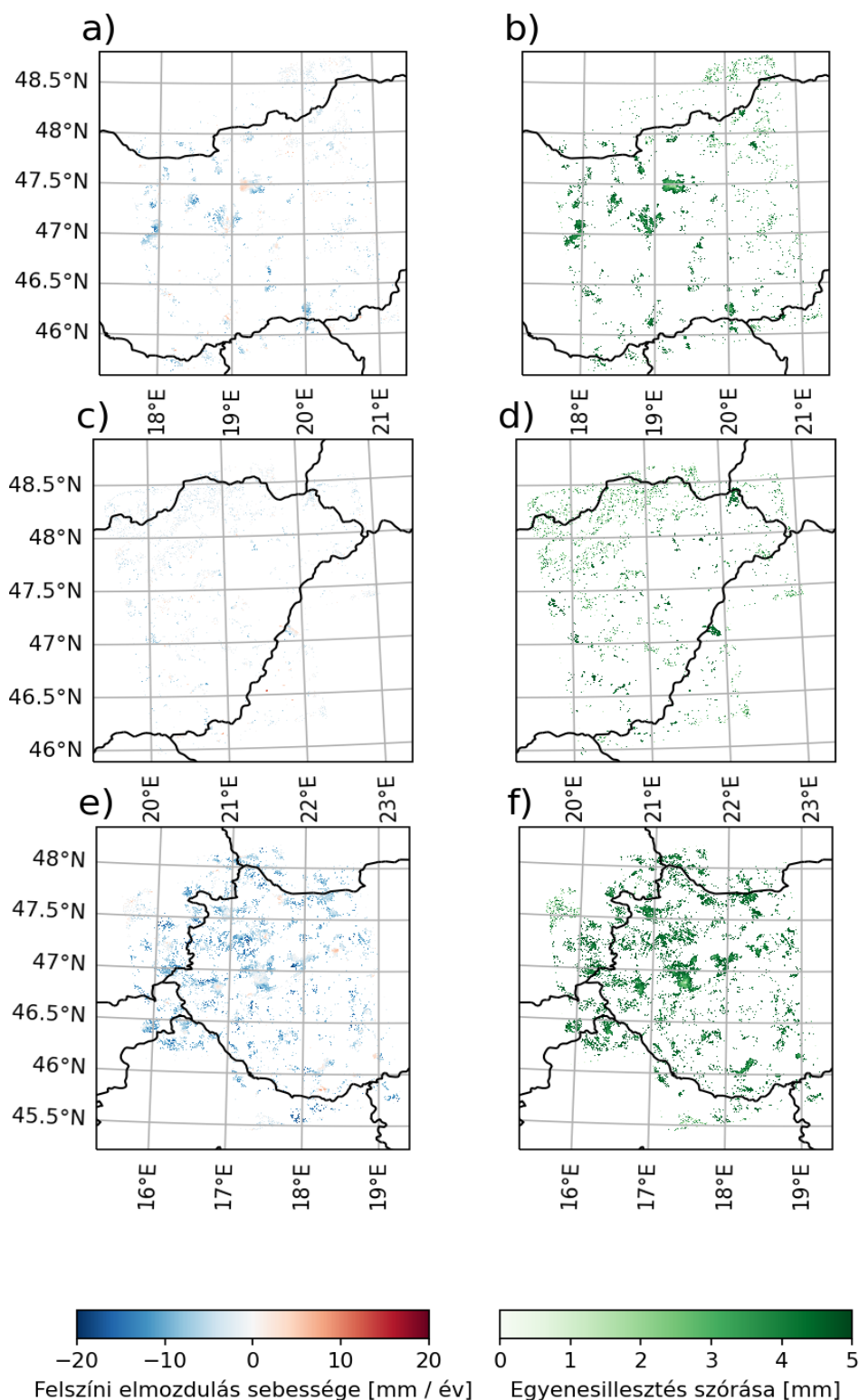
5.2.6.3. PS-feldolgozás eredményei

A teljes Magyarországot lefedő leszálló irányú PS-feldolgozás eredményeit az 5.2.11. ábra szemlélteti.

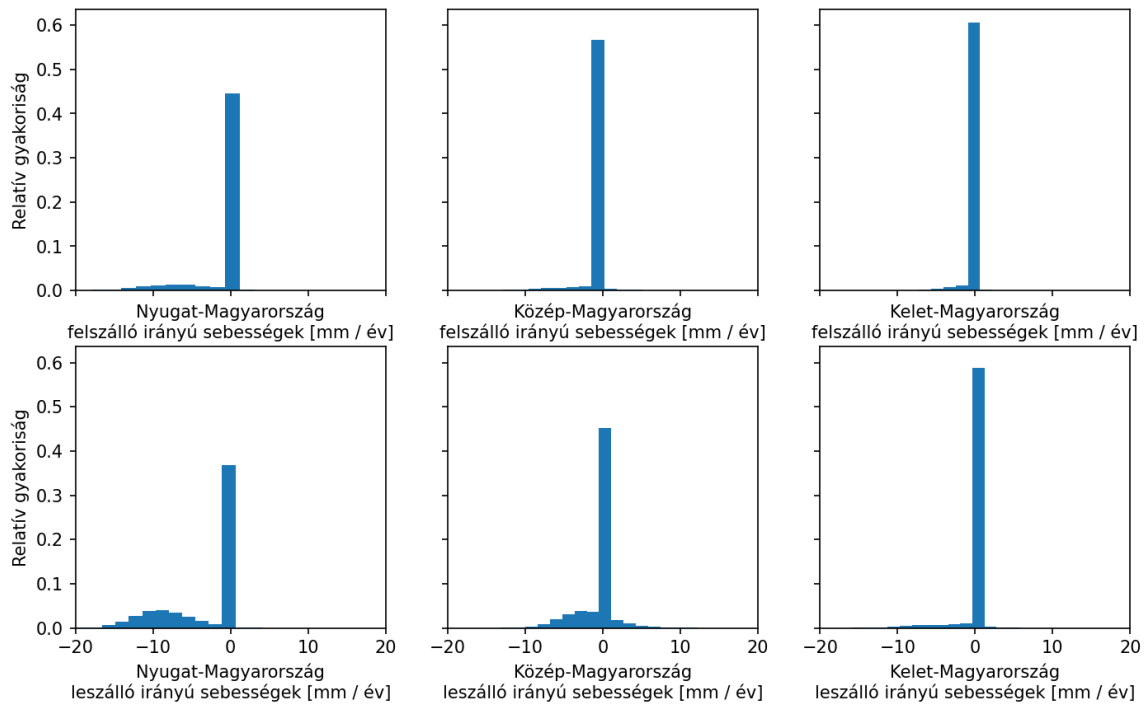
Itt újra fontos hangsúlyozni, hogy az InSAR-módszer természeténél fogva csak relatív, egy egy referencia ponthoz képesti sebesség meghatározást tesz lehetővé. Ezt azt jelenti, hogy ha a választott referencia pontunk nagyobb mértékben süllyed, mint egy adott terület, az InSAR-feldolgozás eredményként kapott elmozdulási sebességek értéke pozitív lesz a kevésbé süllyedő területen. Fontos továbbá megjegyezni, hogy minden SAR-felvétel esetén a beesési szög értéke más. Az, hogy az InSAR elmozdulási sebességek a helyi elmozdulások vertikális és horizontális komponensére mennyire „érzékenyek” a beesési szögnek a függvénye, pl. ugyanolyan sebességgel történő süllyedés két különböző területen, különböző műholdirányú sebességértéket fog eredményezni, amennyiben a két területet két különböző SAR-felvétel fed le.



5.2.8. ábra Leszálló irányú, manuálisan átválogatott és másodfokú polinomillesztéssel atmoszférikus korrekció alá vont interferogramokon elvégzett SBAS-feldolgozások eredményei. Azok a pixelek, amiknek az inverzió során kapott szórásértéke nagyobb volt 0,5 radiánnál vagy a kapott értékekre illesztett egyenes esetében az illesztés hibája 5 mm-nél nagyobb volt, kimaszkolásra kerültek. Az a) a közép-magyarországi, a c) a kelet-magyarországi, míg az e) a nyugat-magyarországi kapott elmozdulásértékeket mutatják, míg a hozzájuk tartozó b), d) és f) képek az a kapott elmozdulásokra illesztett egyenes szórását mutatja.



5.2.9. ábra Felszálló irányú, manuálisan átválogatott és másodfokú polinomillesztéssel atmoszférikus korrekció alá vont interferogramokon elvégzett SBAS-feldolgozások eredményei. Azok a pixelek, amiknek az inverzió során kapott szórásértéke nagyobb volt 0,5 radiánnál vagy a kapott értékekre illesztett egyenes esetében az illesztés hibája 5 mm-nél nagyobb volt, kimaszkolásra kerültek. Az a) a közép-magyarországi, a c) a kelet-magyarországi, míg az e) a nyugat-magyarországi kapott elmozdulásértékeket mutatják, míg a hozzájuk tartozó b), d) és f) képek az a kapott elmozdulásokra illesztett egyenes szórását mutatja.



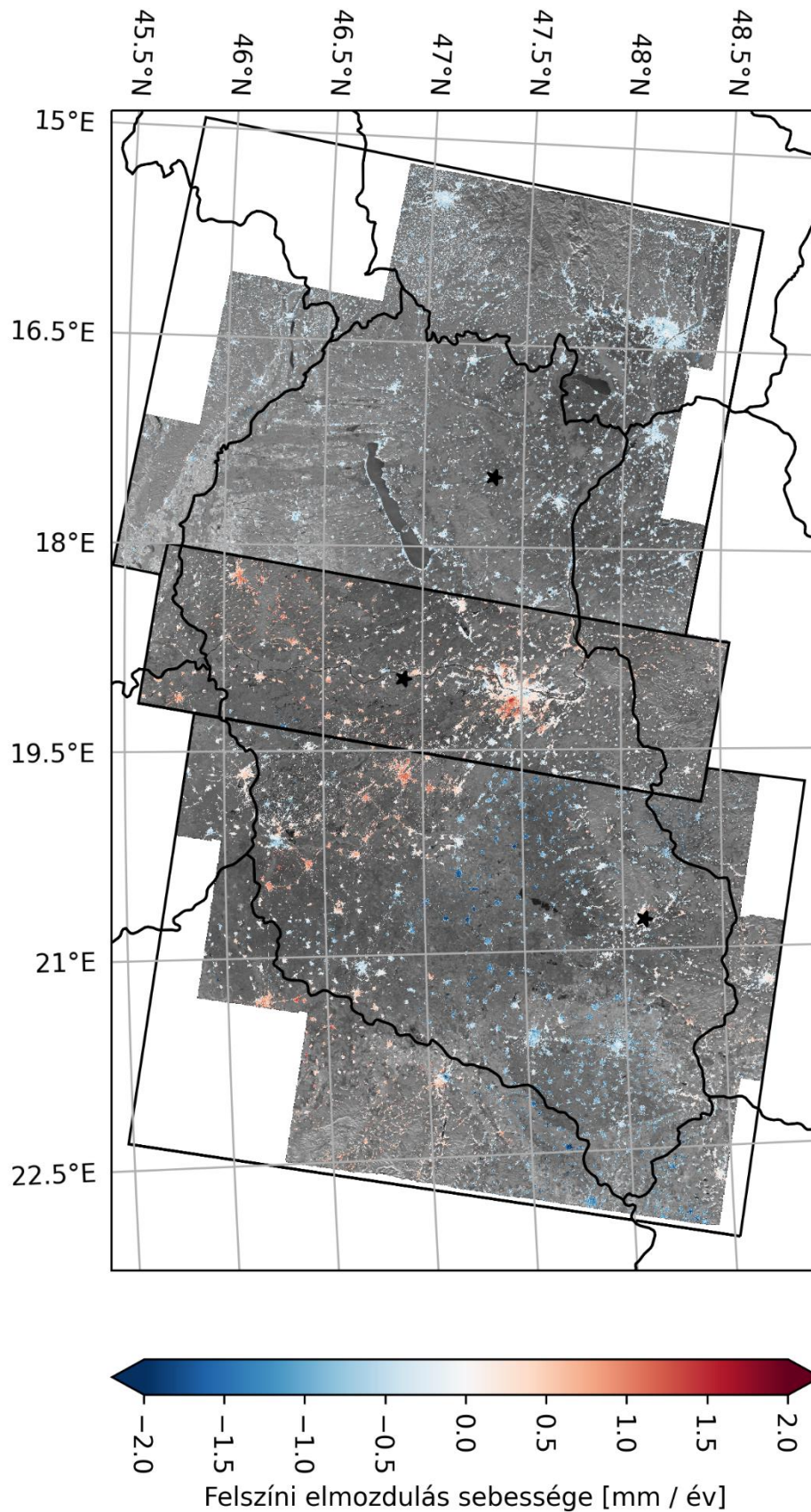
5.2.10. ábra: SBAS-módszerrel meghatározott felszíni elmozdulási sebességek hisztogramjai. (A felhasznált interferogramok manuálisan átválogatottak, polinommal atmoszférakorrigáltak és a kapott elmozdulási sebességértékek mind az inverzió szórásértéke, mind a az elmozdulásra illesztett egyenes szórása alapján meg lettek szűrve.)

Az 5.2.11. ábrán a különböző SAR-felvételek határvonalait fekete egyenesek jelölik, az egyenesek által lehatárolt területen belül pedig egy fekete csillag jelöli a referenciapont helyét. Az említett tényezők (referenciapont és beesési szög) miatt az InSAR-feldolgozásból származtatott felszíni elmozdulási sebességek nagysága és előjele erősen különbözik a Magyarországot lefedő három felvétel esetén.

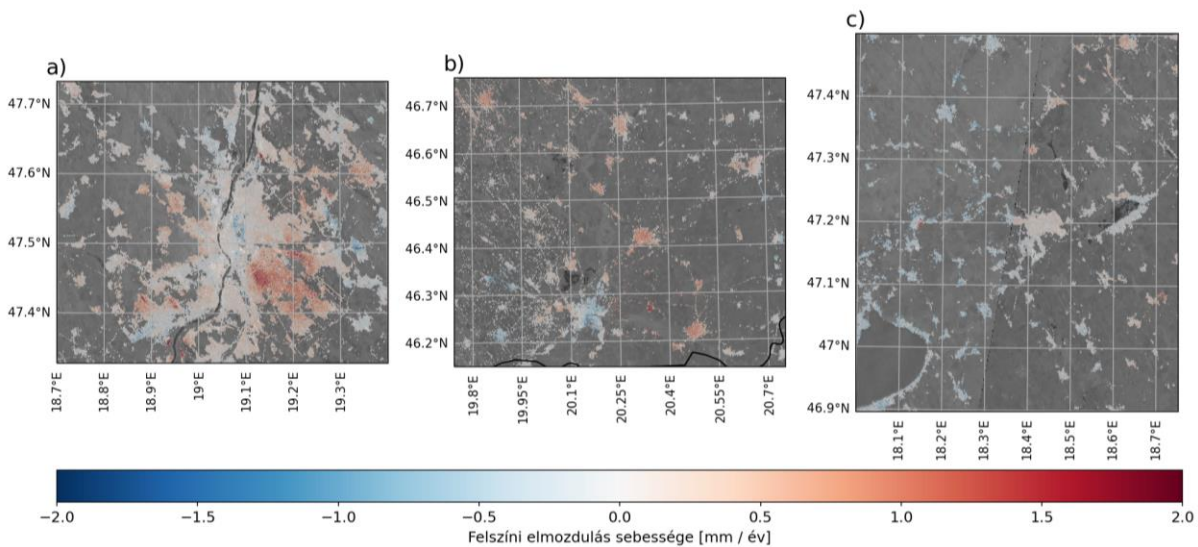
Az elmozdulási sebességek nagy része a ± 2 mm/év közé esik, ami nagyságrendben összevethető a GNSS-állomások adataiból becsült elmozdulási sebességekkel. A GNSS-mérések alapján Magyarországon a felszíni horizontális elmozdulási sebességek kelet-nyugati komponensének nagysága szinte elhanyagolhatóan kicsi, a legtöbb állomás esetén kb. 0,5 mm/év alatti érték (lásd 5.1. fejezet, 5.1.1. és 5.1.2. ábra). Egyedül a Dunántúli-dombság területén figyelhető meg számottevő keleti-nyugati irányú mozgás ($\sim 1-2$ mm/év). Ebben az esetben a leszálló irányú InSAR felszíni elmozdulás sebességek értéke nagyrészt a vertikális komponens műhold irányába vetített komponenséből áll.

A nyugat-magyarországi szegmensben a sebességek értékének nagy része 0 és -1 mm/év között található. A sebességek nagyságrendje és iránya (negatív érték elhanyagolható horizontális komponens esetén süllyedésre utal) összességben a GNSS-állomásokból származtatható értékkel.

A Közép-Magyarországot lefedő szegmensben a sebességek nagy része pozitív értékű (emelkedés). A sebességek nem haladják meg a 2 mm/év értéket. Az emelkedés ellentmond a GNSS-állomások által regisztrált süllyedési trendnek. Az ellentmondásnak két lehetséges magyarázata is van. Egyrészt szerepet játszik az InSAR sebességek relatív jellege. Közép-Magyarország esetén a referenciapont Dunavécse volt, Dunaújváros mellett. A korábban említett módon, ha a referenciapont nagyobb mértékben süllyed, a kisebb mértékben süllyedő területek sebessége pozitív értékű lesz.



5.2.11. ábra Leszálló irányú SAR-képek PS-feldolgozásból kapott felszíni elmozdulási sebességek, a háttérben a képekből származtatott intenzitáskép van. A fekete keretek a különálló feldolgozások határait jelöli, amik az eltérő referenciapontok miatt nem teljesen összevethetőek.



5.2.12. ábra: A leszálló irányú PS-feldolgozás alapján meghatározott felszíni elmozdulások három területre fókuszálva. A három terület a Balaton északkeleti partvonalának környezetét (a), Budapestet (b) és Szeged várost és környezetét (c) mutatja be.

Mivel a GNSS-állomások sokkal kevésbé sűrűbben fedik le Magyarország területét, mint az InSAR-adatpontok, lehetséges, hogy a GNSS-adatrendszer nem tartalmaz olyan ténylegesen emelkedő területeket, amiket az InSAR-módszerrel meg lehet figyelni. Nagy valószínűséggel ez a helyzet Pest délkeleti részén megfigyelhető emelkedéssel kapcsolatban.

A kelet-magyarországi szegmensben a sebességek egyszerre utalnak süllyedésre és emelkedésre. A szegmensben található sebességértékek nagy része egybevágh a GNSS-mérésekből származtatott adatokkal, kivéve a pozitív sebességekkel rendelkező területeket. Pozitív sebességértékek elsősorban Kecskeméten és környezetében találhatóak. Az ellentmondás feloldása a GNSS-adatok által kimutatott süllyedéssel valószínűleg szintén a GNSS-állomások InSAR-pontokhoz képesti térbeli lefedettség különbségében keresendő.

5.2.6.4. Zágrábi földrengés

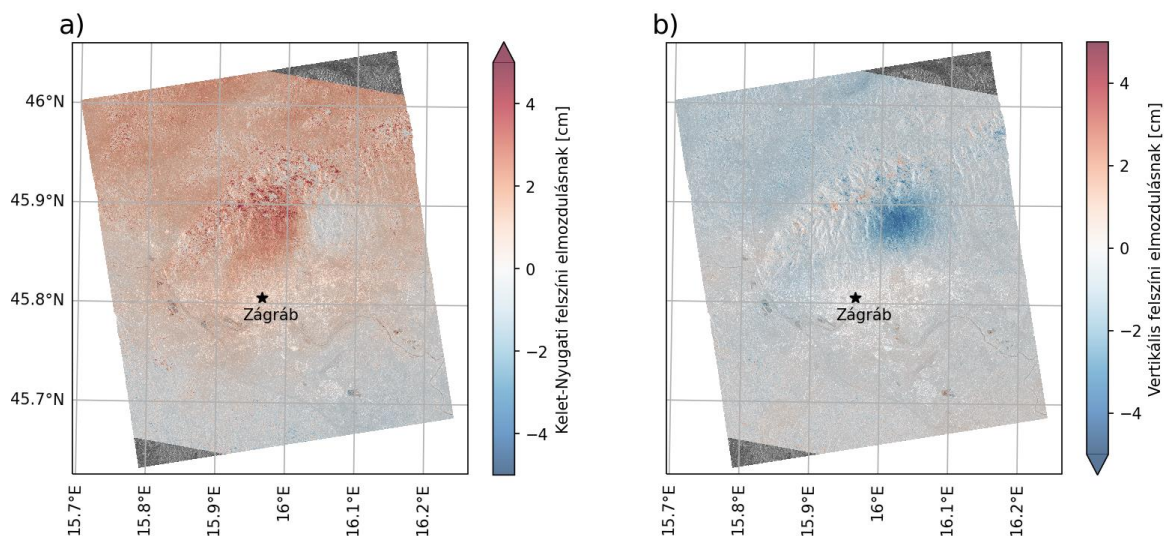
2020. március 22-én, reggel 5:24-kor (UTC) Zágrábtól 17 km-re, keletre, Planina faluban 5,4 momentum magnitúdójú földrengés pattant ki. A horvát fővárosból hivatalosan 1758 épület megrongálódását jelentették, ezekből több mint 200 teljesen összedőlt.

Az erősebb földrengések nem példa nélküliek Zágráb környékén (*Simović 2000*), ugyanis a város közelében főbb szerkezeti zónák találkoznak – a Periadriai, a Közép-magyarországi és a Déli peremi vetőzónák. Az adriai mikrolemez az óramutató járásával ellentétes irányú forgása mellett az északi irányba is mozog és ennek következtében ütközik a tőle északabbra fekvő közetlemezekkel (*Herak et al. 2009*).

A Sentinel-1 műholdak földrengést megelőző és a földrengés után készült felvételeinek feldolgozásából a felszíni elmozdulások (horizontális és vertikális) nagy pontossággal meghatározhatók. A fő mozgásirány az emelkedés volt, ami helyenként a 4 cm-t is elérte. A deformációnak nyugati irányú komponense is volt, bár annak mértéke csak 1-2 cm volt (5.2.13. ábra).

Az InSAR-feldolgozás alapján a GBIS inverziós módszerrel megtörtént a fészekmechanizmus kinematikus paramétereinek becslése. A becsült paraméterek (5.2.4. táblázat) szeizmikus mérésektől független adatként szolgálnak és hozzájárulhatnak a különböző szeizmikus adatközpontok

(pl.: USGS, Potsdam) által meghatározott fészekmechanizmusok közötti ellentmondások feloldására (Győri et al. 2022).



5.2.13. ábra: Felszálló- és leszálló irányú InSAR-feldolgozás alapján meghatározott, a 2002-as zágrábi földrengés okozta, felszíni elmozdulás kelet-nyugati (a) és vertikális (b) komponensének térbeli eloszlása.

Modell paraméter	Hossz [m]	Szélesség [m]	Mélység [m]	Vető dőlésszög [°]	Vető csapása [°]	Csapásirányú elmozdulás [m]	Dőlésirányú elmozdulás [m]
Optimális	5000.53	9290.13	6467.12	21.74	89.97	0.0001	0.15

5.2.4. táblázat: InSAR felszíni elmozdulások felhasználásával, GBIS-eljárással meghatározott fészekmechanizmus kinematikus paraméterei a zágrábi földrengés esetében. A dőlésirányú elmozdulási komponens normál vető esetében negatív, feltolódás esetén pozitív. A csapásirányú elmozdulási komponens jobbos oldalelmozdulás esetén pozitív, balos oldalelmozdulás esetén negatív.

5.2.7. Összefoglalás és kitekintés

A projekt során két különböző módszerrel készült feldolgozás Magyarország teljes területéről.

A rövid bázisvonalú vagy SBAS-módszer elsődlegesen a térbeli lefedettség maximalizálásának érdekében került alkalmazásra. Az előzetes eredményeken gyakori a cm/év feletti mozgási sebesség (5.2.7c ábra) és a referenciaponttól távolodva egyenes arányban nőtt a szórás mértéke is, mely erős atmoszférikus hatások jelenlétére utal. Kísérlet történt ennek mitigálására polinomillesztéssel közelített becsléssel, mely bár jelentős javulást eredményezett – a szórás már nem függ a referencia ponttól való távolságától és az elmozdulások mértéke is cm/év vagy az alattira csökkent (5.2.8. és 5.2.9. ábra), de az értékek még így is meghaladják az előzetes ismeretek (pl.: permanens GNSS-vevőállomások mozgásvizsgálatából származó elmozdulásértékek) alapján várt mozgásokat. Ez alapján megállapítható, hogy az SBAS-módszer megfelelő térbeli és időbeli felbontású adatokra épülő atmoszférikus hatásjavítás nélkül nagy területre sokkal kevésbé megbízható, mint a PS-módszer.

A PS-módszerrel elsősorban olyan területek vizsgálhatóak, melyek tartalmaznak koherens visszaverődést biztosító szórópontokat. Legtöbb esetben ez olyan területeket jelent, ahol található

infrastruktúra (utak, hidak, vasút, gyárépületek, városi területek, települések). Ez jelentős csökkenést eredményez a vizsgálható pixelek számában, cserébe sokkal megbízhatóbb felszíni elmozdulási sebességeket eredményez. A kapott felszíni elmozdulás értékek a legtöbb esetben egybe vágnak a GNSS-állomások vizsgálatánál kapott sebességekkel. Jelentős felszíni elmozdulást csak emberi tevékenységhez köthetően sikerült kimutatni (pl.: bányászati tevékenység, vízkitermelés következményei – a kitermeléshez kapcsolódó süllyedést vagy a regenerálódáshoz köthető emelkedést). Tektonikai eredetű mozgásokat (pl.: vetőmenti elmozdulások) nem lehetett egyértelműen azonosítani (7. melléklet). A zágrábi földrengés feldolgozása egyértelműen megmutatja, hogy amennyiben lettek volna ilyen nagyságrendű felszíni mozgások, akkor azokat az alkalmazott módszerekkel detektáltuk volna. Magyarországon a tektonikus eredetű felszíni mozgások magnitúdója alacsony (1 mm /év vagy az alatt, 5.1. fejezet), amelyeket a jelen fejezetben bemutatott módszerek nem tudtak egyértelműen kimutatni.

A létrejött felszíni elmozdulási idősorokkal és sebességekkel további vizsgálatok vannak kilátásban, pl. a GNSS-adatrendszerrel történő integrálás, valamint a felszálló- és leszálló adatrendszerek felhasználásával a műholdirányú elmozdulások vertikális és keleti-nyugati komponensének becslése, illetve az eredmények publikálása.

6.

A neotektonikus fázis deformációi Magyarországon

Szerzők:

Koroknai Balázs¹

Wórum Géza¹

Kovács Gábor^{1,2}

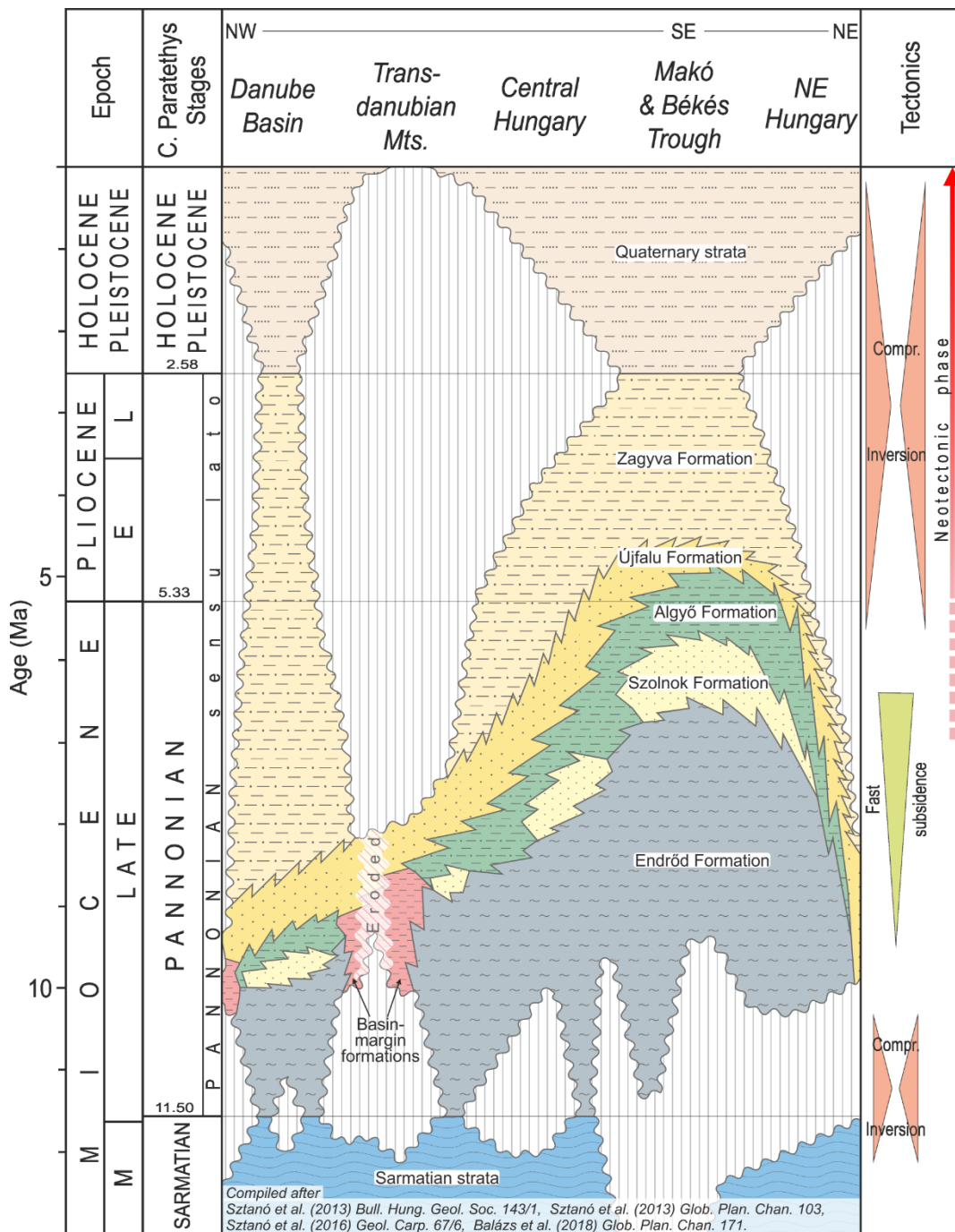
Tóth Tamás¹

¹ Geomega Kft.

² ELTE BDPK Földrajzi Tanszék, Szombathely, Magyarország

6.1. Bevezetés

Az alábbiakban az ún. neotektonikus fázis során végbement deformációkat mutatjuk be. Neotektonikus fázis alatt a Pannon-medence legutolsó, mintegy 6–8 millió évvel ezelőtt megkezdődött fejlődési szakaszát értjük, amely során a medence kialakulásáért felelős extenziós/transzteniós tektonikai rezsimet felváltotta a medence szerkezeti inverzióját okozó összenyomós, illetve (transzpresszív) eltolódásos rezsim (6.1. ábra). A szerkezeti inverzió nem egyidőben zajlott a Pannon-medencében: a medence DNy-i részén mintegy 8 millió éve kezdődött el, míg a medence középső és keleti részén ennél jóval később (~4–6 millió éve) jelentkeztek az első, a neotektonikus fázishoz kapcsolható deformációk.



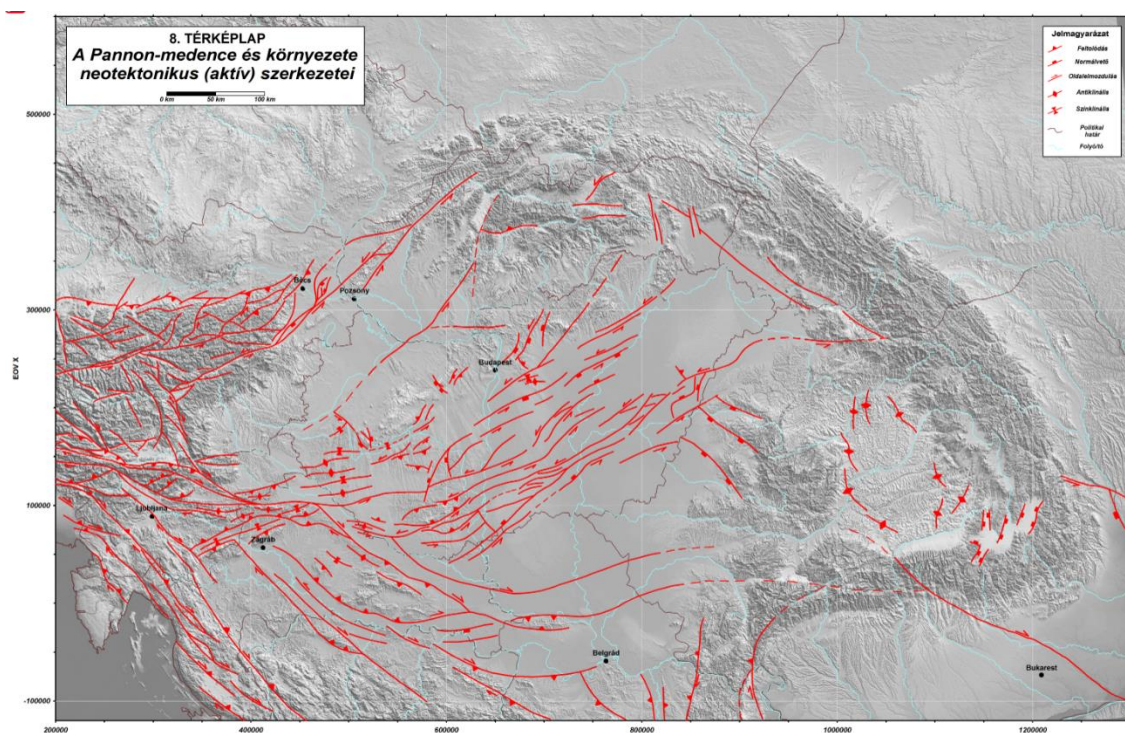
6.1. ábra: A neotektonikus fázis definíciója. (Koroknai et al. 2020 alapján)

A medence inverziójának háttérében geodinamikai szempontból mindenekelőtt az Adriai-mikrolemez folyamatos, észak/északkelet felé történő mozgása állt („*Adria-push*”; *Bada et al. 2007*), amely folyamat mind a mai napig aktív. Másfelől a Pannon-medence a késő-miocén végére szerkezetileg „blokkolt” („*land-locked*”) rendszerré vált a kárpáti szubdukció hátragördülésének („*roll back*”; *Horváth et al. 2015*) megszűnése következtében, ami az egyes szerkezeti egységek további számottevő keleti irányú elmozdulását már nem tette lehetővé.

A neotektonikus fázis deformációit részleteiben a 2020-ban publikált új országos, 1:500 000 méretarányú térkép (*Wórum et al. 2020*) mutatja be. E térkép a projekt első mérföldköve során készült el (*M1.4 feladat: „Országos térkép szerkesztése a neotektonikus vetőrendszerekről”, Geomega Kft.*) 2019-ben. Az új térkép jelen zárótanulmány 8. mellékletét képezi. A neotektonikus deformációk ismertetése során az előzmények és az alkalmazott metodika részleteinek tekintetében messzemenően támaszkodtunk és hivatkozunk a térképet bemutató publikációra (*Koroknai et al. 2020*). Ezért ezen aspektusokat csak áttekintő jelleggel ismertetjük, míg tárgyalásunk fókuszában az elvégzett térképezés legfontosabb eredményeinek bemutatása áll.

6.2. Előzmények

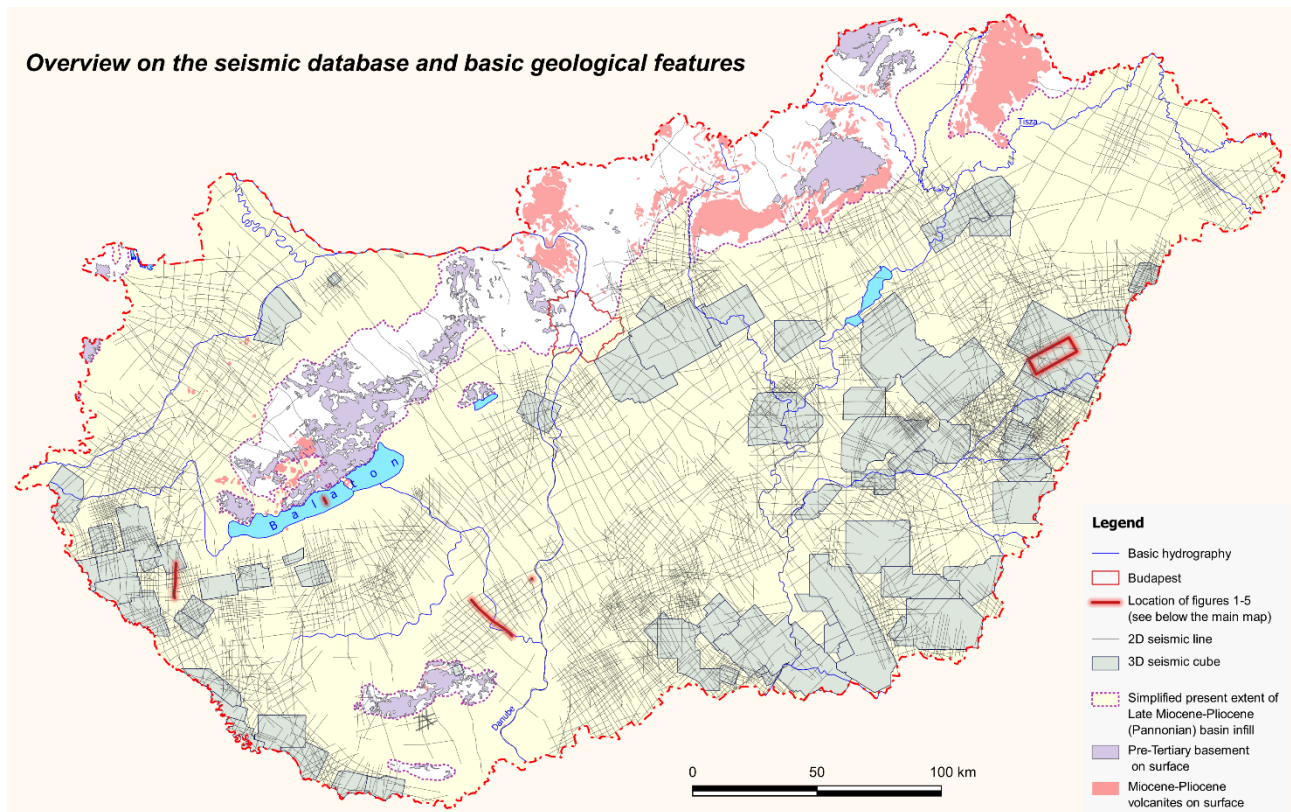
Az első modern tektonikai szemléletű, országos léptékű neotektonikai áttekintés *Fodor et al. (1999)* munkájához kötődik, amely a 6 millió évnél fiatalabb szerkezeteket mutatja be a Pannon-medencében és szűkebb környezetében. A hazai neotektonikai kutatás történetében kiemelkedő mérföldkövet jelentett a 2006-ban megjelent Geodinamikai Atlasz (*Horváth et al. 2006*), amely az akkor elérhető neotektonikai ismereteket összegezte 1:1 500 000 léptékű térképen a Pannon-medencében és környezetében (6.2. ábra). E térkép némileg módosított változata 2009-ben jelent meg (*Horváth et al. 2009*), amely a korábbi térképhez képest néhány újabb neotektonikus szerkezetet is feltüntetett (pl. Hernád-vető), valamint a korábban ábrázolt elemek lefutásában/geometriájában is mutat kisebb változásokat.



6.2. ábra: Horváth et al. (2006) neotektonikus térképe a Geodinamikai Atlasz térképsorozatából.

A fentiekén kívül más modern szemléletű, országos léptékű áttekintés nem készült, ugyanakkor igen nagyszámú, egy-egy kisebb részterületre fókuszáló tanulmány látott napvilágot, amelyekre a felhasznált adatforrásoknál térünk ki (lásd 6.3. *Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek*).

Végül hangsúlyozzuk, hogy a korábban publikált országos skálájú neotektonikai térképek egyike mögött sem állt széleskörű, egységes metodológia alapján szisztematikusan értelmezett, digitális formátumú 2D-3D szeizmikus adatrendszer (vö. 6.3. *ábra*), így szükségszerűen erősen egyszerűsített, sematikus neotektonikus vetőképet ábrázoltak. A korábbi térképeken ábrázolt sematikus és helyenként pontatlan vetőkép tehát nem pusztán az alkalmazott lépték következménye volt.



6.3. *ábra*: A felhasznált 2D és 3D szeizmikus adatrendszer áttekintése. (Koroknai et al. 2020 alapján)

6.3. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek

A 2019 során elvégzett országos térképezés alapját két fő adatforrás képezte:

- A mintegy 2900 darab 2D reflexiós szeizmikus szelvényt és 70 darab 3D szeizmikus adattömböt integráló szeizmikus adatrendszer (6.3. *ábra*). Ezen adatrendszer az ipari adatok mellett tartalmazza az ország területén a Geomega Kft. által mért sokcsatornás, illetve egycsatornás nagyfelbontású vízi szeizmikus adatokat is (pl. Balaton, Duna, Tisza).

- Az elérhető releváns, neotektonikai szakirodalmi adatok (Pogácsás et al. 1989; Cserny és Corrada 1990; Fodor et al. 1994, 2005a-b, 2013; Csontos 1995; Detzky 1997; Dudko 1997; Tóth és Horváth 1997; Horváth et al. 2019; Csontos és Nagymarosy 1998; Halouzka et al. 1998; Wórum 1999; Sacchi et al. 1999; Detzky et al. 2002; Korpás et al. 2002; Kováč et al. 2002; Lopes Cardozo et al. 2002; Síkhegyi 2002, 2008; Bada et al. 2003a-b, 2006, 2010; Wórum és Hámori 2004; Csontos et al. 2005; Magyarai et al. 2005; Windhoffer et al. 2005; Juhász et al. 2007, 2013; Nádor et al. 2007; Ruzsiczay-Rüdiger et al. 2007, 2020; Budai et al. 2008; Székely et al. 2009; Bada et al. 2010; Konrád and Sebe 2010; Bodor 2011; Dudás 2011; Nádor és Sztanó 2011; Várkonyi 2012; Várkonyi

et al. 2013; Kovács et al. 2015; Visnovitz et al. 2015; Petrik 2016; Loisl et al. 2018; Czakó és Zelenka 1981; Brezsnýánszky és Síkhegyi 1987).

Ez utóbbi tanulmányokban közölt neotektonikai térképeket georeferált formában a szeizmikus 2D-3D adatrendszerrel közös projektbe integráltuk, ami lehetővé tette mindezen adatok gyors és hatékony együttes kezelését és értékelését, illetve szükség szerinti kritikai újraértékelését. Ez utóbbi nem feltétlenül csak a neotektonikai ismereteket, hanem számos esetben az adott területről korábban közölt szerkezeti modell(ek)e)t is érintette.

A térképezés során a fenti neotektonikai szakirodalmi adatokon túl ugyancsak a projektbe integráltuk az elérhető országos, illetve lokális skálájú szerkezeti és geofizikai térképeket, amelyek a tektonikai értelmezésben fontos segítséget jelentettek (országos: *Fülöp és Dank 1987; Dank és Fülöp 1990; Fodor et al. 1999; Fodor 2010; Gyalog és Síkhegyi 2005; Kiss 2006; Kiss és Gulyás 2006; Haas et al. 2010*; lokális: *Némedi 1977; Hetényi et al. 1982; Matura et al. 1998; Kiss et al. 2001; Csontos et al. 2002; Fodor et al. 2005c, 2013; Budai et al. 2008; Palotai és Csontos 2010; Tari és Horváth 2010; Zámolyi et al. 2010; Palotai et al. 2012; Palotai 2013; Oláh et al. 2014; Soós 2017; Petrik et al. 2018; Héja et al. 2018).*

A szeizmikus térképezés során alapvető célként tűztük ki a neotektonikus fázis tektonikus és atektonikus eredetű deformációinak

- egységes módszertan szerint történő, konzisztens meghatározását és országos térképezését,
- a korábbiaknál részletesebb (1:1 500 000 helyett 1:500 000) és pontosabb térképezését,
- a felszínközeli valós vetőgeometria lehető legjobb ábrázolását az adott léptékben.

Külön hangsúlyt fektettünk továbbá az elérhető országos geofizikai és geológiai adatrendszerekkel (pl. Bouguer-térkép), valamint a különböző projektekből már rendelkezésre álló, térképezett szeizmikus horizontok szerkezeti trendjeivel való összhang megteremtésére. A szeizmikusan nem vagy csak gyengén fedett területek esetében mindenekelőtt a releváns szakirodalmi adatokat vettük figyelembe a térképi ábrázolás során.

A fentebb ismertetett módszertan alkalmazása lehetővé tette, hogy a korábbi eredmények integrálásával és (szükség szerinti kritikai) értékelésével a legszélesebb szakmai konszenzus kialakítása mellett születhessen meg az új országos neotektonikai térkép.

6.4. Ábrázolt térképi elemek

Az új neotektonikai térképen olyan tektonikus és atektonikus eredetű szerkezeteket ábrázoltunk, amelyek a neotektonikus fázis (azaz az utolsó 6–8 millió év) során jöttek létre (lásd *6.1. ábra*). E szerkezetek – vetők és redők – a szeizmikus anyagban megfelelően leképzett, legfiatalabb pannóniai rétegtani elemek (Zagyva/Újfalu Formáció) deformációját idézték elő. Sőt, helyenként az ezeket fedő, és az ipari szeizmikus anyagokban csak ritkán leképzett negyedidőszaki üledékeket is deformálták (pl. *Pogácsás et al. 1989; Detzky 1997; Tóth és Horváth 1997; Detzky et al. 2002; Magyarai et al. 2005; Budai et al. 2008; Horváth et al. 2019*).

Az alábbiakban a térképen ábrázolt szerkezeti elemeket tekintjük át röviden, bemutatva ezen elemek vázlatos fejlődési sémáját és legfontosabb elkülönítő bélyegeit (lásd *6.4. ábra*).

Early Late Miocene	Prior to neotectonic phase (~ Early Pliocene)	Present-day	Key features
			Compression-related folds <ul style="list-style-type: none"> - Upward constant amplitude of folding - Angular unconformity/truncation of post-rift strata - Formed by compressional tectonic forces
			Differential vertical motion-related folds <ul style="list-style-type: none"> - Upward constant amplitude of folding - Angular unconformity/truncation of post-rift strata - Deformation related to tectonic processes - Abrupt upward transition from faulting to folding on the flanks
			Compaction / drape over folds <ul style="list-style-type: none"> - Upward decreasing and diminishing amplitude of folding - Deformation is purely compactional - No signs of tectonic processes - Identified, but excluded from regional mapping
			Monoclinial folds <ul style="list-style-type: none"> - Drag folding related to reactivation of pre-existing faults - Strongly asymmetric geometry - Blind faulting often recognisable in the lowermost post-rift sequence - Deformation related to tectonic processes
			Neotectonic faults and fault-related folds <ul style="list-style-type: none"> - Deformation is clearly related to tectonic reactivation of pre-existing faults - Local folding is related and subparallel to nearby young faults - Root zones of major fault zones also mapped
			Atectonic faults <ul style="list-style-type: none"> - Induced by sedimentary processes - Syn-sedimentary compaction faults with upward decreasing offset - Slump-related faults with fault terminations within the post-rift sequence - Simple near-surface geometry

6.4. ábra: Az új neotektonikai térképen ábrázolt szerkezeti elemek és azok vázlatos fejlődésének áttekintése (Koroknai et al. 2020 alapján).

Vetők

A sekély mélységbe hatoló vetők közt három fő csoportot különítettünk el:

- *Meglévő vetők felújulásához kapcsolódó tektonikus vetők* („klasszikus” neotektonikus vetők; a térképen fekete színnel jelennek meg). Szeizmikus szelvényen egyik leggyakoribb ismervük a fiatal üledékekben megjelenő bonyolult, szétágazó virágszerkezet. A szeizmikus szelvényeken továbbá a felújult, idősebb (többnyire a kora- és középső-miocén medenceképződéshez kapcsolódó) vetők is többnyire jól azonosíthatóak, amelyekhez a sekély vetők mint „mélybeli gyökérhez” kapcsolódnak (lásd 6.4. ábra: 5. sor).
- *Kompációs vagy csuszamlásos eredetű, atektonikus vetők* (a térképen lila színnel; lásd 6.4. ábra: 6. sor). Ezek képződése nem (vagy csak indirekt módon) kapcsolódik már létező vetők reaktivációjához, a vetőműködést alapvetően gravitációs (esetleg szeizmikus) hatás váltja ki, ugyanakkor jellemzően érintik a pannóniai rétegsor legfiatalabb elemeit (Zagyva/Újfalva F.). A *csuszamlásos vetők* könnyen azonosíthatók a „gyökértelen” jellegük alapján, hiszen ezek lefelé haladva elhalnak a pannóniai rétegsorban mielőtt elérnék a pannon talpi elsőrendű unkonformitást. A *kompációs vetők* jellemzően aljzati magaslatok pereménél jelentkeznek, ahol markánsan eltérő üledékvastagság alakult ki a magaslat és a szomszédos medence felett. Csapás mentén jellemzően viszonylag rövid és egyszerű geometriájú (nem „virágszerkezetű”) elemeket alkotnak, ugyanakkor

azonosításuk nem minden esetben egyértelmű.

➤ *Bizonytalan/vitatott eredetű vetők:* ezek esetében a tektonikus, illetve atektonikus (kompakciós) eredet nem dönthető el egyértelműen, a szakirodalomban gyakran eltérő a megítélésük. Az ide sorolt vetők jellemzően aljzati magaslatok felett jelennek meg többnyire jellegzetes „virágszerkezettel”, ugyanakkor csapásirányban a medence felé haladva általában eltűnnek. A térképen e vetőket barna színnel jelenítettük meg.

A sekély mélységbe hatoló vetők ábrázolása során a vonatkoztatási szint medencék esetében kb. 0,5 s, míg a medenceperemek esetében 0,2-0,3 s volt tekintetbe véve a rendelkezésre álló szeizmikus adatrendszer minőségi adottságait.

Pre-pannónai vetők

A neotektonikus fázishoz kapcsolódó vetők és redők ábrázolása mellett a térkép fontos szakmai újdonsága, hogy azok neotektonikus felújulásától függetlenül megjeleníti a jelentősebb *pre-pannónai vetőket* is, amelyek a sekély mélységbe hatoló neotektonikus vetők szerkezeti fundamentumainak („gyökereinek”) tekinthetők (lásd 6.4. ábra: 5. sor). Képződésük többnyire a kora- és középső-miocén extenzióhoz kapcsolódik. E „gyökérvonalakat” a térképen halvány szürke színnel jelenítettük meg. Ábrázolásuk – akárcsak a térkép háttérét képező Bouguer-anomália térkép – alapvetően segíti az egyes neotektonikus vetők, illetve vetőrendszerek lokális és regionális szerkezeti kontextusának áttekintését.

A térképen a fentebb ismertetett valamennyi vetőtípus esetén két minősítő kategóriát (jól, illetve gyengén ismert) alkalmaztunk a vetők ismertségi fokának figyelembevételével. E kategóriákat térképileg folytonos, illetve szaggatott vonalakkal jelenítettünk meg.

Redők

A pannóniai rétegsor legmagasabb helyzetű képződményeit érintő redők az alábbi főbb kategóriákba sorolhatók:

➤ *Kompressziós eredetű redők* (lásd 6.4. ábra: 1. sor). E csoportba tartoznak a „klasszikus”, jellemzően nagy hullámhosszú (5–20 km), a maximális (paleo)főfeszültség irányára merőleges tengelyű redők. Ez a típusú redőződés szerkezetileg korábbi normál vetők vak feltolódásként történő reaktívációjához kapcsolódik. Ilyen redők mindenekelőtt Nyugat- és Délnyugat Magyarországon jellemzőek (Zala, Somogy; lásd budafai és lovászi antiklinálisok).

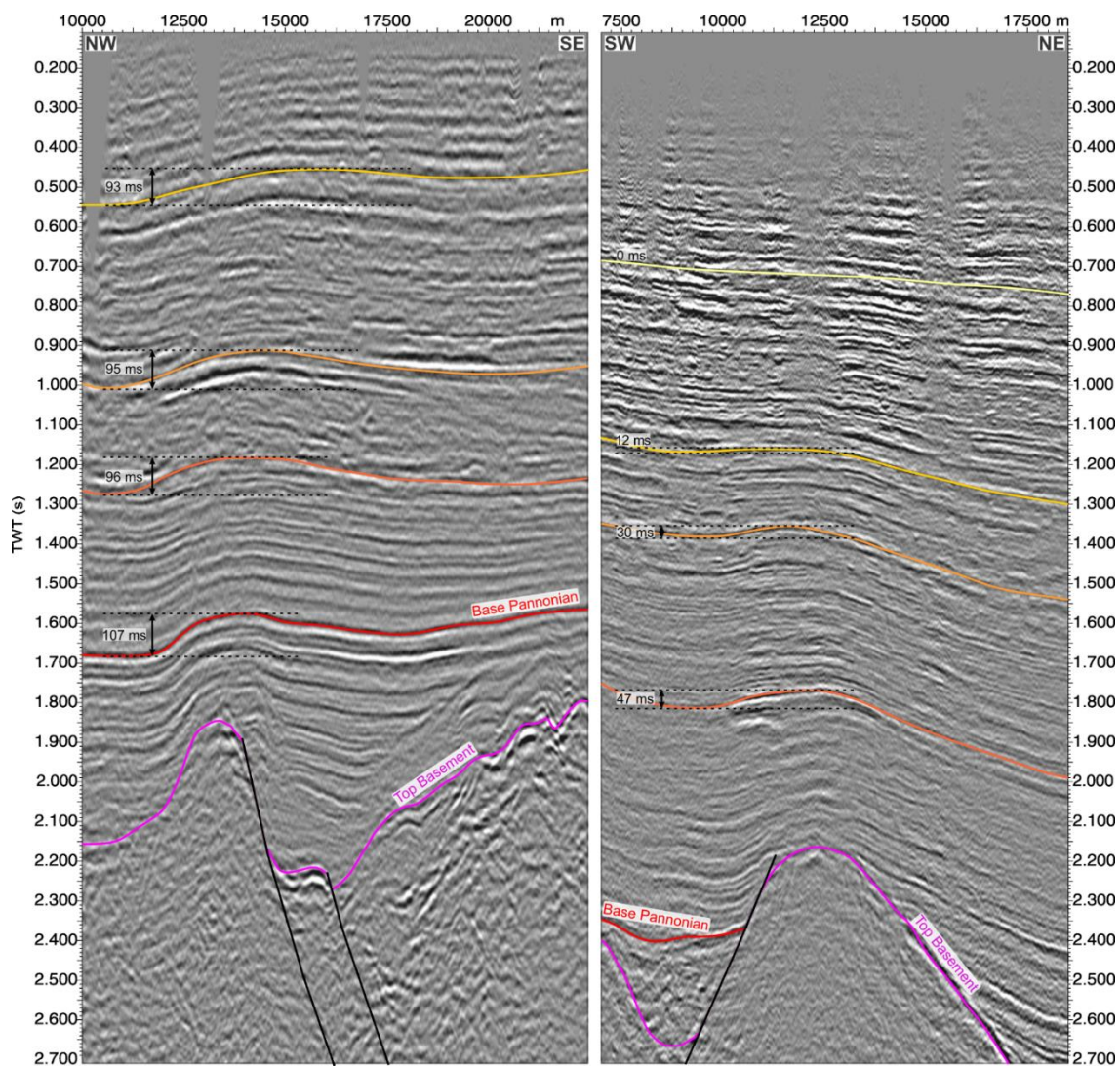
➤ *Monoklinális redők* (lásd 6.4. ábra: 4. sor). E redők a pannóniai rétegsorba nem, vagy csak annak alsó részébe felhatoló feltolódások felett kialakuló, jellegzetesen aszimmetrikus redők. A mélybeli feltolódás nem új, a neotektonikus fázis során létrejött szerkezet, hanem már létező, pre-pannóniai vető reaktívációjának következménye. Az ilyen típusú redők viszonylag ritkák, főként Nyugat- és Délnyugat Magyarországon fordulnak elő (Zala, Somogy, Mecsek).

➤ *Vető-kapcsolt redők* (lásd 6.4. ábra: 5. sor). E redők képződése a „klasszikus” neotektonikus vetőkhöz kapcsolódik, amelyek kialakulásukat és geometriájukat egyaránt meghatározzák. Többnyire kis hullámhossz (néhány száz métertől maximálisan néhány kilométerig) jellemzi őket, tengelyük párhuzamos vagy kis szöget zár be (gyakran kulisszas geometriával) a létrehozó vetővel/vetőkkel. Az ilyen gyűrődések amplitúdója lényegesen kisebb, mint a kompressziós eredetű vagy a differenciális függőleges kéregmozgásokhoz kapcsolódó redőké. A térképezett redők közt ez a leggyakoribb redőtípus.

➤ *Differenciális függőleges kéregmozgásokhoz kapcsolódó redők* (lásd 6.4. ábra: 2. sor). E redőtípus azonosítása az elvégzett térképezéshez kötődik, korábban e típus nem jelent meg a hazai

szakirodalomban. E redők hullámhossz és amplitúdó tekintetében is a kompressziós eredetű redőkkel vethetők össze, azonban azoktól eltérő genetikájúak, hiszen létrejöttükben a függőleges kéregmozgások játszanak szerepet értelmezésünk szerint. Ilyen típusú redőket a Dunántúl északnyugati részén (Kisalföld) azonosítottunk a szeizmikus anyagban.

Fontos hangsúlyozni, hogy a differenciális függőleges kéregmozgásokhoz kapcsolódó redők esetében a redőződés amplitúdója a rétegsorban felfelé haladva csak kismértékben, vagy egyáltalán nem csökken. Ezzel szemben az első pillantásra igen hasonló geometriájú kompaksiós redők esetében a rétegsorban felfelé haladva a redőződés amplitúdója fokozatosan csökken, majd egy adott szint felett a redőződés megszűnik (lásd 6.5. ábra). Ebből következően az e csoportba sorolható kisalföldi redők megítélésünk szerint – eltérően a korábbi véleményektől – nem tekinthetők kompaksiós eredetű redőknek, hiszen a gyűrődés a szeizmikusan leképezett, magas rétegtani helyzetű pannóniai szinteket is egyértelműen érinti. A kompaksiós redőket, tekintettel a pannóniai rétegsor fiatal elemeit általában már nem érintő jellegére és atektonikus eredetükre, azonosítottuk, de a térképen külön nem ábrázoltuk.



6.5. ábra: Differenciális függőleges kéregmozgáshoz kapcsolódó redő (DNY-Kisalföld) és kompaksiós redő (Algyői-magaslat, DK-Nagyalföld) összehasonlítása (azonos függőleges és horizontális skála). Jól megfigyelhető az eltérő jellegű függőleges irányú redő-amplitúdó mintázat (Koroknai et al. 2020 alapján).

A redőtengelyek térképi ábrázolása során a vonatkoztatási szintet valamennyi elkülönített redőkategória esetén az a pannóniai szeizmikus horizont jelentette, amelyben a redőződés még egyértelműen és laterálisan is jól követhetően azonosítható volt.

6.5. Főbb eredmények

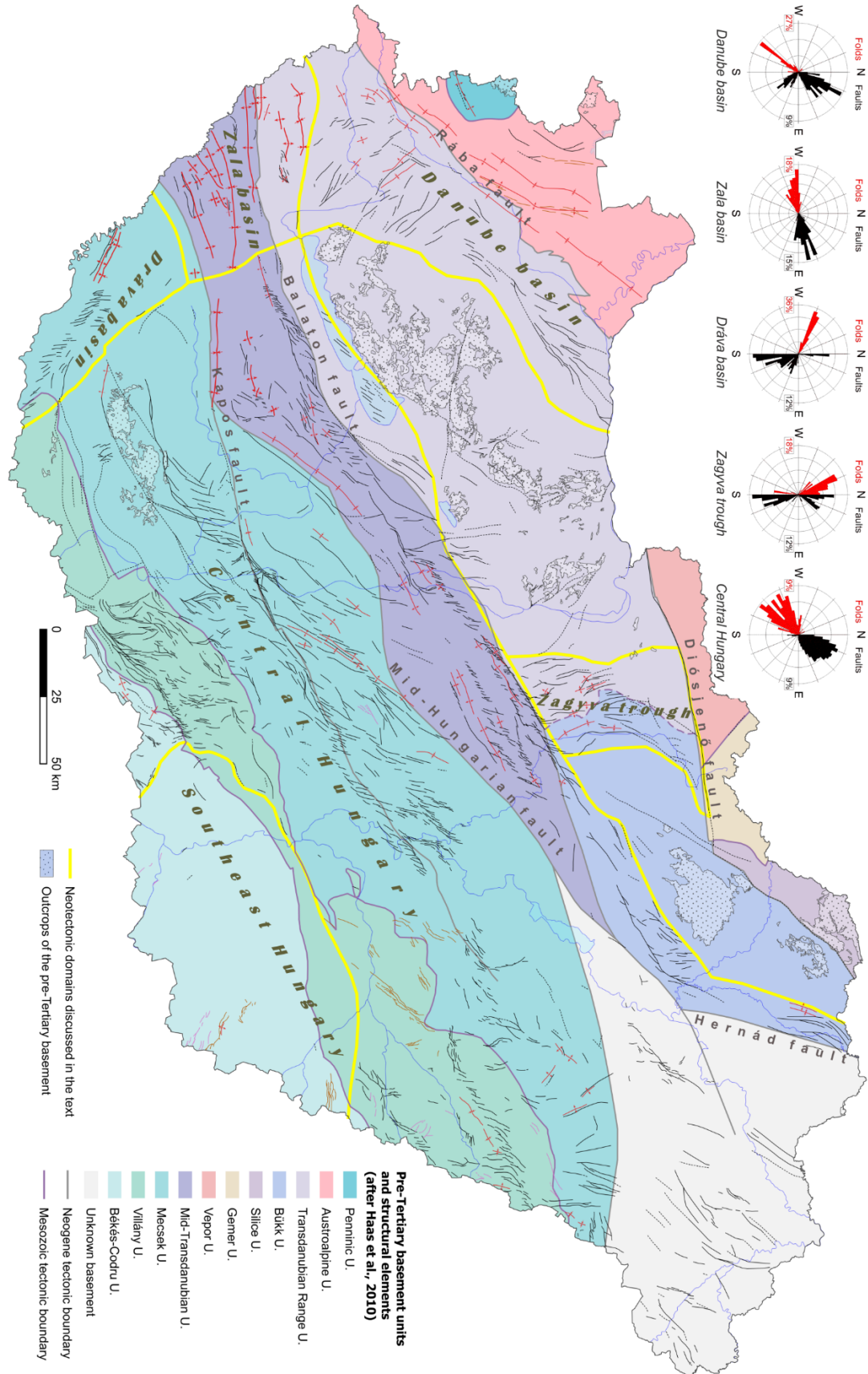
Neotektonikai szerkezeti kép

Az elvégzett térképezés legfontosabb eredménye a neotektonikus fázis során létrejött, sekély mélységbe hatoló szerkezetek (vetők, redők) korábbiaknál lényegesen részletesebb és pontosabb ábrázolása. Így a korábbi – részben a szeizmikus adatrendszerek hiányából, részben az alkalmazott léptékből adódó – gyakran meglehetősen sematikus jellegű vetőkép helyett olyan új országos tektonikai adatrendszer született meg, amely a jövőben mind ipari felhasználási szempontból (pl. geotermia, szénhidrogénkutatás), mind tudományos kutatási szempontból (pl. modellezés) fontos előrelépést jelent a megelőző ismeretanyaghoz képest. Ugyancsak fontos előrelépést jelent a neotektonikus fázis során felújult mélyszerkezetek („gyökérvonalak”) ábrázolása. Ezek megjelenítése a lokális és regionális szerkezeti kontextus, illetve a neotektonikus reaktíváció térbeliségének jobb áttekintését nagymértékben elősegítik.

A neotektonikus vetők és a mélyszerkezet kapcsolata

A térképen (lásd 8. melléklet) ábrázolt fiatal, felszín közeli vetők döntő többsége tektonikus eredetű, azaz „klasszikus” neotektonikus vetőnek tekinthető (a térképen fekete színnel jelölve). Megítélésünk szerint a bizonytalan/vitatott eredetű vetők (a térképen barna színnel jelölve) uralkodóan szintén tektonikus eredetűek. E neotektonikus vetők egyedileg és összességükben is igen szoros korrelációt mutatnak a mélyszerkezetek, azaz az ábrázolt „gyökérvonalak” irányítottságával, amit más releváns munkákkal való összevetés is egyértelműen igazol (pl. Haas et al. 2010; vö. 6.6. ábra). Mindezek alapján – összhangban a korábbi véleményekkel (Tari 1994; Fodor et al. 2005a-b) – megállapítható, hogy a neotektonikus vetők egyértelműen korábbi szerkezetek felújulásához kapcsolódnak. Más szavakkal: a neotektonikus vetőképet egyértelműen a korábbi tektonikai események során létrejött pre-pannóniai vetők határozzák meg. Ebből adódóan a neotektonikus vetőképben jelentkező markáns irányítottságbeli különbségek egyúttal a mélybeli kontrolláló vetőrendszerek eltérő irányítottságát is jelzik (lásd pl. Zagyva-árok és szűkebb környezete).

A mélyszerkezet és a neotektonikus vetők elválaszthatatlan kapcsolata mellett fontos rámutatni arra is, hogy a legmarkánsabb neotektonikus reaktívációt mutató zónák ugyanakkor csak részben kapcsolódnak pre-kainozoos nagyszerkezeti határokhoz, amelyek első közelítésben reológia szempontból fontos kéreggyengeségi zónáknak foghatók fel. Ilyen markáns neotektonikus reaktívációt mutató, nagyszerkezeti szempontból is kiemelt jelentőségű vetőzóna a Balaton-Tóalmás zóna. Ezzel szemben az országos viszonylatban kiemelkedő neotektonikus aktivitással jellemezhető Kapos-K vetőzóna, vagy a derecskei vetőzóna nem kapcsolódik nagyszerkezeti határhoz, azok a Tiszai-főegység Mecseki-, illetve Villányi alegységén belül helyezkednek el (vö. 6.6. ábra). Ezek a megfigyelések arra engednek következtetni, hogy a neotektonikai fázis során reaktíválódott vetőzónák nagyobb része inkább a medence kinyílását eredményező miocén szerkezeti események során jöttek létre új vetőként.



6.6. ábra: A neotektonikai domének áttekintése (Koroknai et al. 2020 alapján). A térképen ábrázolt szerkezeti elemek jelkulcsát lásd a 8. mellékleten.

Neotektonikai domének

Az új térkép alapján az országban a neotektonikai szerkezeti irányítottságban és/vagy deformációs stílusban egymástól markánsan különböző területek különíthetők el, amelyeket neotektonikai doméneknek nevezünk. Ezeket a 6.6. ábra mutatja be Magyarország nagyszerkezeti egységeire (Haas et al. 2010 alapján) vetítve. Az ábra az elkülönített domének neotektonikus vető és redő iránystatisztikáit is feltünteti, ami még jobban kiemeli az egyes domének közti eltéréseket, továbbá jól szemlélteti a neotektonikus vetők és a mélyszerkezetek kapcsolatára fentebb tett megállapításokat is. A 6.6. ábrán szereplő iránystatisztikák a szeizmikusan nem vagy csak gyengén lefedett, így viszonylag kisszámú adattal jellemezhető hegyvidéki területeket (Dunántúli-középhegység, Északi-középhegység) nem foglalják magukba.

Országos áttekintésben figyelemre méltó, hogy a kiemelkedően jó szeizmikus fedettséggel rendelkező délkelet-alföldi régió (Délkelet-Magyarország domén) neotektonikai aktivitás szempontjából lényegében közel inaktívnak tekinthető. Ennek tektonikai-geodinamikai háttere jelenleg még nem kellően megértett. Lehetséges magyarázatul szolgálhat az igen vastag (7 km-t is elérő) negyedidőszaki–neogén üledékes összlet jelenléte, amelyen a neotektonikus reaktíváció a pre-pannóniai gyökérvonal menti viszonylag korlátozott mértékű elmozdulás (<0,7–1,8 km; vö. Hatem et al. 2017) következtében „nem képes” áthatolni. Más mélymedence területek (pl. a már említett Derecskei-árok) ezt a magyarázatot annyiban árnyalják, hogy ott a pre-pannóniai gyökérvonal mentén mindenképp jelentősebb elmozdulásnak kellett történnie, hisz a fiatal pannóniai üledékekben markáns virágszerkezetek jelentkeznek. A fentiek mellett a Délkelet-Magyarország domén „inaktivitásához” ugyancsak hozzájárulhatott a neotektonikus reaktíváció szempontjából kedvezőtlen ÉNy-DK-i szerkezeti irányítottság is, amely lényegében merőleges a meghatározott maximális horizontális főfeszültség irányára (lásd 4. fejezet).

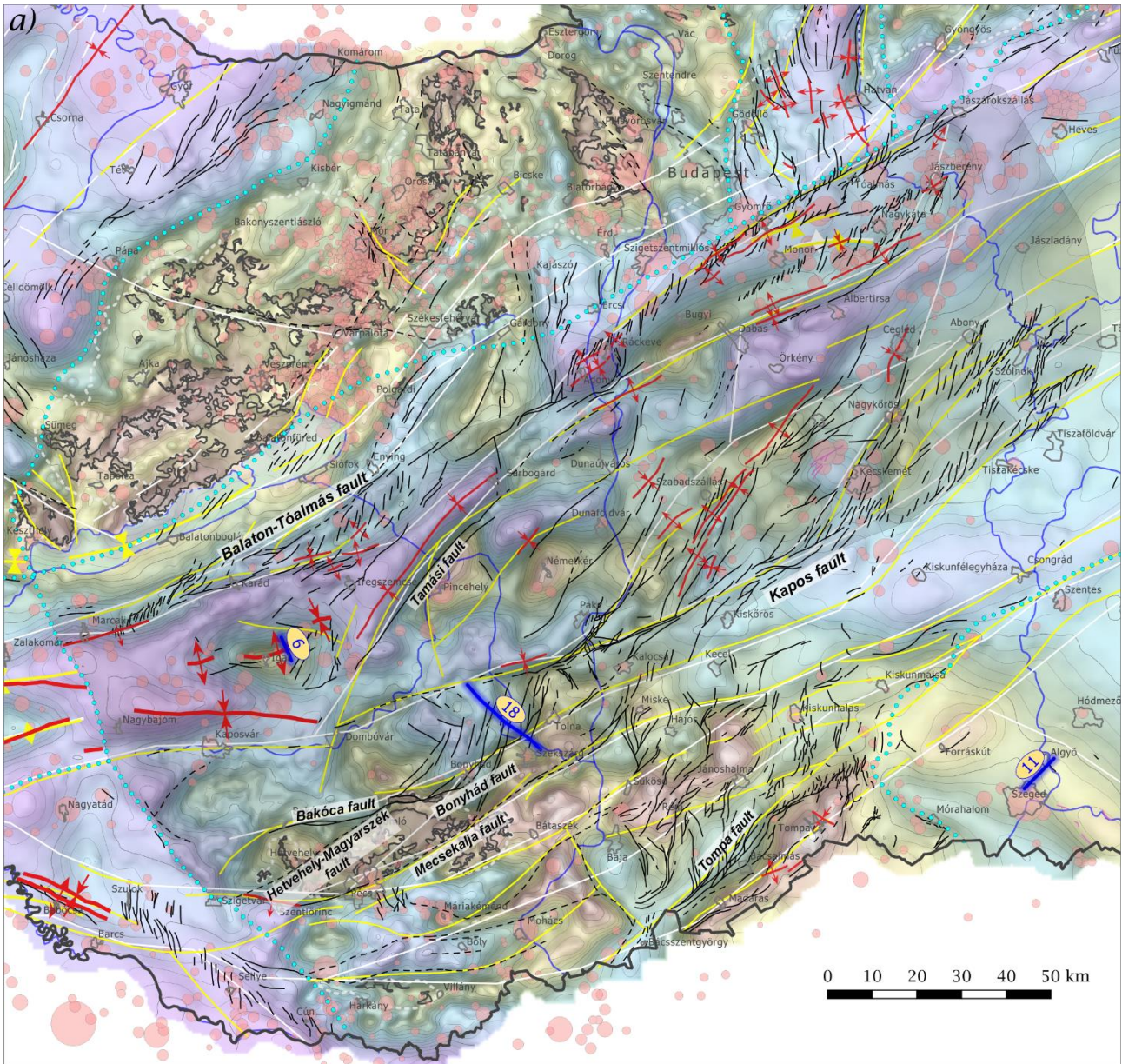
A továbbiakban az egyes neotektonikai domének legfontosabb eredményeiről adunk áttekintést, az egyes domének részletes bemutatása Koroknai et al. (2020) munkájában található.

A Közép-magyarországi mobil öv újradefiniálása

A legnagyobb területi kiterjedésű Közép-magyarországi domén északi részén helyezkedik el az ún. Közép-magyarországi mobil öv (Detzky et al. 2002, Juhász et al. 2013). Ebben az ÉNy-DK-i irányban mintegy 60–80 km szélességű tektonikus övben a szeizmikus anyagban markánsan jelentkező neotektonikus oldalmozdulások történtek a KÉK–NyDNy-i csapású Kelet-Kapos és a Balaton-Tóalmás vetőzóna között. Az öv eredeti definíciója az Alföld területére korlátozódott, azonban a térképezési eredményeink, illetve a közelmúltban Paks-II tágabb környezetében elvégzett komplex geológiai-geofizikai kutatás eredményei (Horváth et al. 2019) alapján a zóna nyugati-délnyugati irányú kiterjesztése indokolt lényegében a Mecsek-hegység nyugati pereméig, illetve északon kb. Marcali vonaláig (lásd 6.7. ábra).

Ennek értelmében szintén ehhez az övhöz tartozik Pakstól délnyugatra az ún. bonyhádi vetőzóna, amely aztán a Mecsek Északi Pikkelyzónájába csatlakozik. Ugyancsak a mobil övhöz tartoznak értelmezésünk szerint a Mecsekben a Bakóca- és a Hetvehely-Magyarszék vetők, valamint az öv déli peremét képező Mecsekalja-zóna. A felsorolt vetőzónák neotektonikus aktivitását nagyszámú megfigyelés igazolja, míg a Kapos-vető nyugati folytatása csak gyenge neotektonikus aktivitást mutat. Északon a mobil öv részét képezi a Tamási vető, továbbá a Balaton-Tóalmás zóna délnyugati folytatása Marcali városáig. Marcalitól nyugatra a Balaton-zóna mentén csak alárendelten jelentkezik

sekély mélységbe hatoló neotektonikus vetőaktivitás, e területen a neotektonikus deformációt főként gyűrődések uralják.

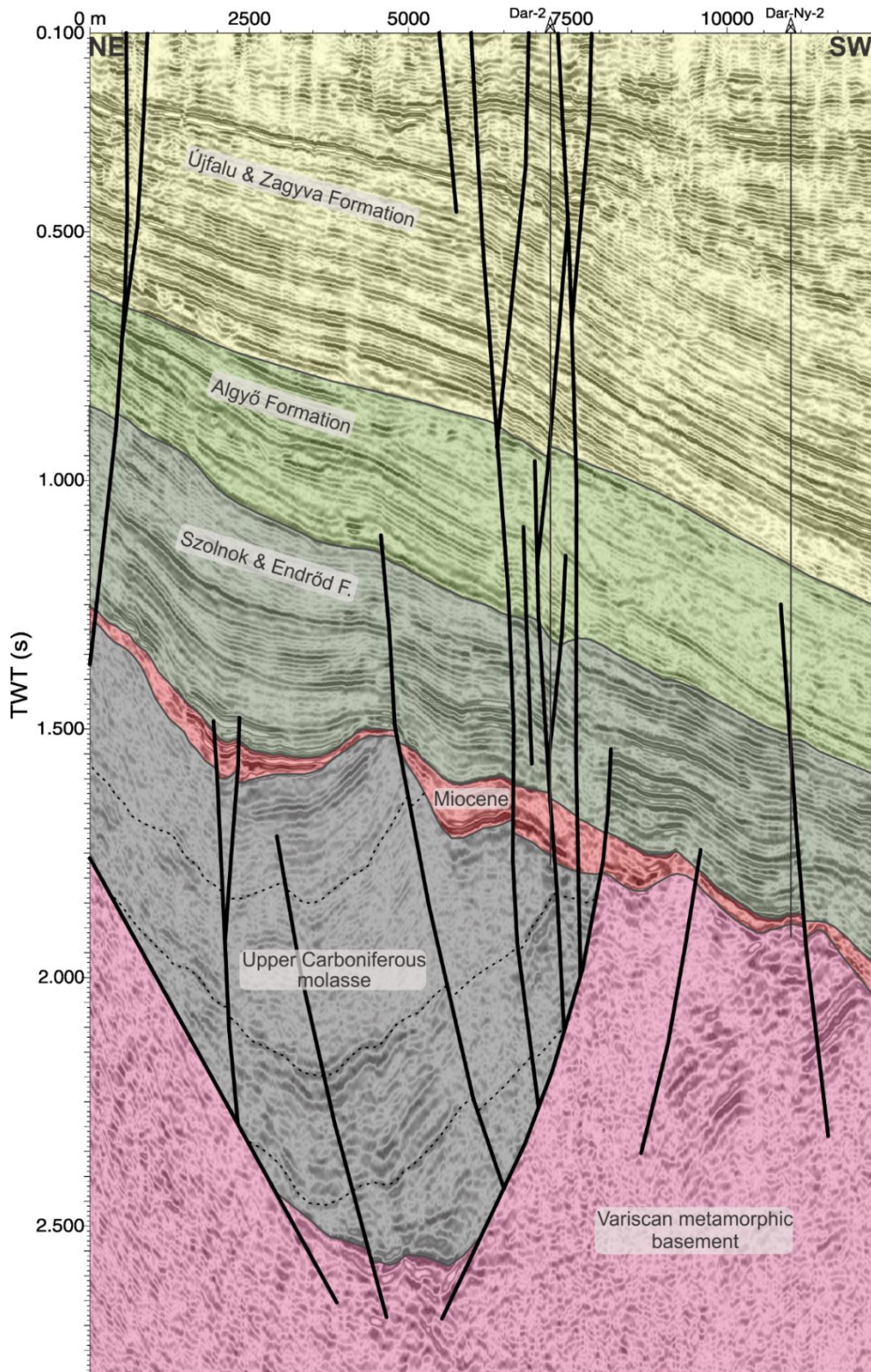


6.7. ábra: Az újradefiniált Közép-magyarországi mobil öv (szürke árnyékolású poligon) helyzete (Koroknai et al. 2020 alapján).

A miocén extenziónál idősebb szerkezetek neotektonikus reaktívációja

Ahogy korábban említettük a neotektonikus fázis során reaktíválódott pre-pannóniai vetők túlnyomóan a Pannon-medencét létrehozó miocén extenzióhoz/transztenzióhoz (ún. színrift fázis) kötődnek. Ugyanakkor a neotektonikus felújulás helyenként idősebb szerkezeteket is érintett. Erre a legszebb példát a Dráva-medence (domén) területéről ismert, ÉNy-DK-i csapású karbon szerkezet (lásd *Haas et al. 2010*) szolgáltatta. Itt a felújulás egy késő-variszkuszi (késő-karbon) árokszerkezethez, egészen pontosan annak peremvetőihez kötődik (6.8. ábra). A Dráva doménben térképileg is markáns elemként jelentkező, az árok peremeihez kapcsolódó ÉNy–DK-i csapású neotektonikus vetőzóna (Szulok és Cún közt) kulisszás belső szerkezete jobbos nyírást jelez. A műszeresen regisztrált szeizmicitás e zóna jelenkori szeizmoaktív jellegét mutatják (lásd 9. melléklet).

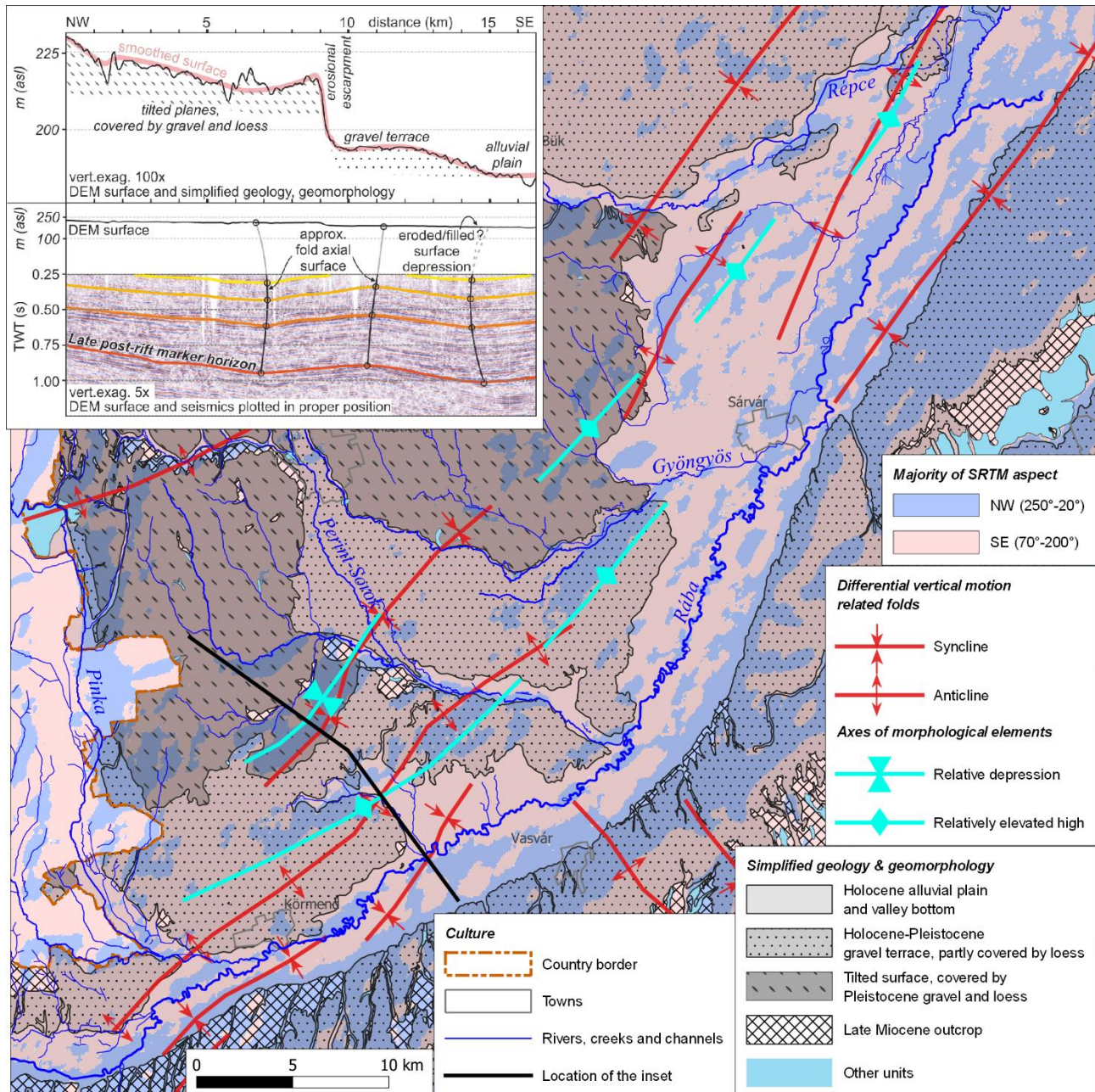
A bemutatott példa további szerkezeti érdekessége, hogy jól megfigyelhető az árokkitöltést alkotó felső-karbon képződmények gyűrt belső szerkezete is, ami a késő-variszkuszi és/vagy coalpi (kréta) kompressziós szerkezetalakulás következménye. Ennek a gyűrődéses szerkezetalakulási fázisnak nincs nyoma a fiatal pannóniai üledékekben, tehát a késő-karbon árokstruktúrát egy korábbi inverziós esemény is érintette már.



6.8. ábra: A Dráva-medencéből ismert karbon molassz árok neotektonikus szerkezeti reaktívációja (Koroknai et al. 2020 alapján).

Neotektonikus redők és a felszíni morfológia kapcsolata

A Kisalföld területén figyelemre méltó kapcsolat volt kimutatható a szeizmikus szelvényeken meghatározott, (É)ÉK–(D)DNy-i csapású redők és a felszíni morfológiai elemek közt. A negyedidőszaki Rába-üledékekben enyhe (pár méteres nagyságrendű) morfológiai mélyedések, illetve relatív magaslatok mutathatók ki a felszín simított burkológörbéjében DTM-analízis segítségével (Kovács *et al.* 2014). Ezek tengelyei feltűnő térbeli egyezést mutatnak az ezen a területen szeizmikus szelvényeken meghatározott antiklinálisok és szinklinálisok tengelyeivel a fiatal pannóniai üledékekben (6.9. ábra).



6.9. ábra: A Kisalföldön térképezett differenciális függőleges kéregmozgásokhoz kapcsolódó redők és felszíni morfológiai elemek (relatív kiemelkedések és süllyedékek) kapcsolata (Koroknai *et al.* 2020 alapján).

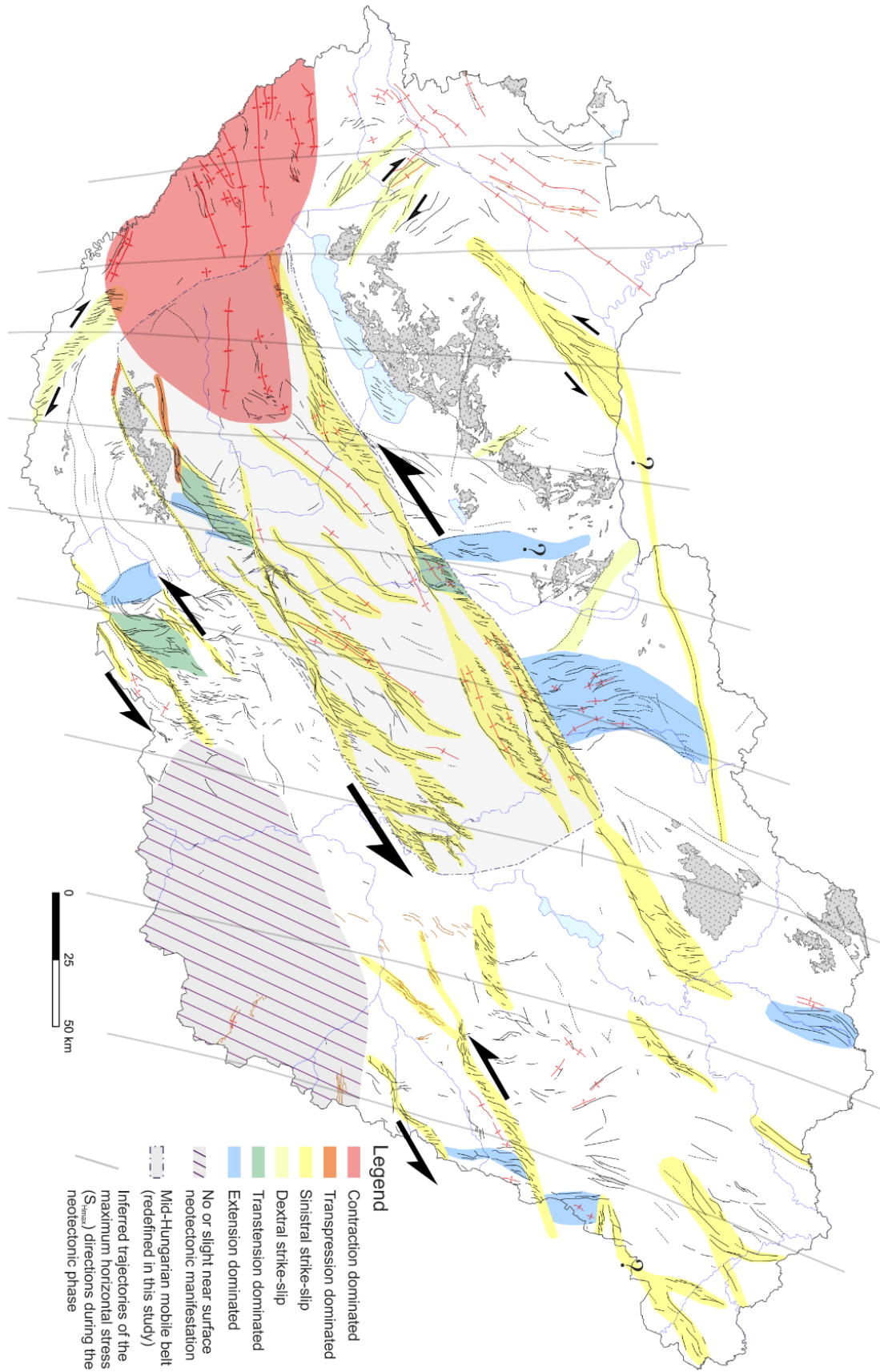
Az integrált szeizmikus és geomorfológiai értelmezés alapján a redőződés tektonikus eredetű,

hiszen a szerkezeti hatás a rétegsorban felfelé haladva nem tűnik el, sőt, az adatok szerint még a felszíni morfológiában is tetten érhető. Ugyanakkor ez a redőződés bár tektonikus eredetű (a redőződés amplitúdója felfelé haladva nem tűnik el), de nem sorolható sem a kompressziós, sem a vető-kapcsolt redők kategóriájába. Figyelembe véve a tágabb környezetben dokumentált függőleges kéregmozgásokat (Tari 1994; Horváth 1995; Sacchi et al. 1999) e redőket differenciális függőleges kéregmozgásokhoz kapcsolódó redőkként értelmeztük.

A neotektonikus vetőkép kinematikai értelmezése

Az elvégzett térképezés az egyes vetőzónák neotektonikus kinematikáját tekintve meglehetősen konzisztens képet mutat az egész ország területén (6.10. ábra). Ahogy az egyedi vetőzónák kulisszás (en-echelon) belső szerkezete, illetve a vetőzónák általános térképi elrendeződése és geometriája is jelzi a (K)ÉK–(Ny)DNY-i csapású vetőzónák (Balaton–Tóalmás-, Balatonfő-, Kelet-Kapos-, Bács-szentgyörgy–Tomba-, és Derecske-vetőzóna) balos, míg a (Ny)ÉNy–(K)DK-i csapású vetőzónák (pl. Szulok-Sellye-Cún vetőzóna, illetve a délkelet Kisalföld vetőzónái) jobbos oldaleltolódásként működtek. A kb. É–D-i irányú szerkezetek jellemzően normál vetős kinematikát tükröznek (pl. Zagyva-árok), illetve helyenként kb. ÉK–DNY-i irányú *pull-apart* jellegű szerkezetek is megjelennek. Nyugat- és délnyugat-Magyarországon K–Ny-i tengelyű, kompressziós eredetű redők, valamint a hasonló irányítottágú feltolódások jelentkeznek. Mindezen megfigyelések jól beleilleszthetők egy kb. É–D-i maximális horizontális főfeszültséggel (σ_1) jellemezhető, alapvetően oldaleltolódásos jellegű paleofeszültségtérbe, ami a legkisebb főfeszültség (σ_3) ugyancsak vízszintes helyzetét jelzi. A Nyugat- és délnyugat-Magyarországi reverz és redős szerkezetek lokálisan transzpressziós/kompressziós rezsímet jeleznek. A maximális főfeszültség iránya kelet felé haladva egyre inkább ÉÉK-i irányúvá válik.

Ez a feszültségtér jelentős hasonlóságot mutat a meghatározott recens feszültségtérrel (lásd 4. fejezet, és 5., 9. mellékletek). A legnagyobb eltérés a Ny-Dunántúlon jelentkezik, ahol a recens feszültségtér közel K-Ny-i irányú. Ugyancsak számottevő az eltérés az északkeleti határ közelében, ahol a recens főfeszültség lényegében K-Ny-i irányúvá válik. Máshol az eltérés a recens feszültségtér trendszerű ÉK-i irányú elhajlásában jelentkezik.



6.10. ábra: A térképezett neotektonikus deformációk kinematikai értelmezése (Koroknai et al. 2020 alapján). A térképen ábrázolt szerkezeti elemek jelkulcsát lásd a 8. mellékleten.

6.6. Összefoglalás

A pályázat keretében elkészült a neotektonikus fázishoz (<6-8 Mév) kapcsolódó tektonikus és atektonikus deformációk új országos térképe 1: 500 000 léptékben (Wórum et al. 2020*).

Az új térkép alapját 70 db 3D szeizmikus adattömb és ~2900 db 2D szeizmikus szelvény értelmezése, továbbá a neotektonikai szakirodalom releváns eredményeinek kritikai értékelése és integrációja képezi.

Az elvégzett térképezés legfőbb eredményeit rangos nemzetközi folyóiratban megjelent cikk mutatja be (Koroknai et al. (2020)**). A neotektonikus szerkezeti térképezés a projekt egyik legfontosabb végtermékét képező új országos szeizmotektonikai térképhez is alapvető fontosságú bemeneti adatokat szolgáltatott.

A legfontosabb eredmények az alábbiakban összegezhetők:

- a fiatal, felszínközeli szerkezetek korábbiaknál részletesebb és pontosabb ábrázolása,
- a jelentősebb pre-pannóniai mélyszerkezetek („gyökérzónák”) kijelölése és ábrázolása azok neotektonikus reaktívációjától függetlenül,
- neotektonikai szerkezeti domének elkülönítése/jellemzése a deformációs mintázat alapján,
- a mély- és felszínközeli szerkezetek kapcsolata alapján a neotektonikus szerkezetek kialakulása egyértelműen a megelőző (uralkodóan: miocén exetenzióhoz kapcsolódó) szerkezetek reaktívációjához köthető,
- a késő-pannon/pliocén kinematika és feszültségtér interpretációja a vetőmintázat alapján és a főbb oldalelmozdulásos vetőzónák menti elvetés nagyságának elemzése.

* pdf formátumban letölthető az alábbi linkről: <https://doi.org/10.17632/dnjt9cmj87.1>

** <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>

7.

Magyarország szeizmotektonikai viszonyai és veszélyeztetettsége

Szerzők:

7.1. fejezet

Koroknai Balázs¹
Wórum Géza¹
Békési Eszter²
Wéber Zoltán²
Porkoláb Kristóf²
Győri Erzsébet²
Kovács Gábor^{1,3}
Tóth Tamás¹

7.2. fejezet

Kovács Gábor^{1,3}
Koroknai Balázs¹
Győri Erzsébet²
Németh Viktor¹
Balázs László^{1,4}
Czecze Barbara²
Bondár István²
Wórum Géza¹
Szabó Gergely³
Tóth Tamás¹

7.3. fejezet

Győri Erzsébet²
Kovács Gábor^{1,3}
Kádi Zoltán¹

¹ Geomega Kft.

² Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

³ ELTE BDPK Földrajzi Tanszék, Szombathely, Magyarország

⁴ ELTE TTK Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, Magyarország

7.1. Magyarország szeizmotektonikai viszonyai

7.1.1. Bevezetés

E fejezetben a projekt egyik legfontosabb végeredményét – Magyarország új, 1:500 000 léptékű szeizmotektonikai térképét (lásd *9. melléklet*) – mutatjuk be, amely az első ilyen jellegű térkép az országról.

Szeizmotektonika alatt valamely régióban előforduló földrengések és az ott ismert vetők közötti kapcsolat vizsgálatát értjük, különös tekintettel az aktív vetőkre. Tágabb értelemben fő célja a földkéreg dinamikájának vizsgálata az adott régióban. További, nagy mélységű vizsgálatot lehetővé tevő geofizikai adatrendszerek segítségével a szeizmotektonikai kutatás egyes vonatkozásokban litoszférikus skálára is kiterjeszhető. A földkéreg szeizmotektonikai vizsgálatának legfőbb elemei a következők:

- Szeizmicitás
- Fészekmechanizmus megoldások és más feszültség markerek: az aktív feszültségtér jellege (feszültség rezsim) és irányítottága (maximális horizontális főfeszültség [S_{Hmax}])
- Alakváltozási sebesség (strain rate)
- Szerkezeti modell: vetők és aktív vetők

A továbbiakban a fentebb felsorolt és a térképen is ábrázolt elemeket ismertetjük, utalva a megelőző fejezetekben már bemutatott főbb eredményekre és háttérismeretekre. Viszonylag bővebben foglalkozunk az eddig még nem tárgyalt aktív vetőkkel.

7.1.2. A szeizmotektonikai térkép elemei

7.1.2.1. Szeizmicitás

A magyarországi, illetve a környező alp-kárpáti-dinári régióban előforduló földrengésekkel kapcsolatos eredményeket zárótanulmányunk *3. fejezetében* összegeztük, a régióban észlelt földrengéseket a *4. melléklet* mutatja be. A környező régió földrengéstérképéhez képest kisebb eltérést jelent, hogy Magyarország szeizmotektonikai térképe (*9. melléklet*) az $M < 2$ magnitúdójú eseményeket is tartalmazza, ezzel is elősegítve az aktív vetők (lásd később) minél megalapozottabb értelmezését. A térképen eltérő színekkel tüntettük fel a modern műszeres (1996-tól), és a historikus (1996 előtt) rengésadatokat. Ezt az tette indokolttá, hogy az utóbbi csoport esetében az egyes regisztrált paraméterek bizonytalansága értelemszerűen nagyobb (ami az időben visszafelé haladva fokozottan érvényesül), mint a modern műszeresen észlelt földrengéseké. Fontos rámutatni a megfigyelési időskála korlátozott jellegére is (az adatbázis közel 1600 évre – 456-ig – nyúlik vissza), ami a földrengéseket végső soron kiváltó tektonikai folyamatok jellemző időbeli nagyságrendjéhez (10^4 – 10^6 év) képest rendkívül rövid.

Az összképet tekintve megállapítható, hogy Magyarországot összességében mérsékelt szeizmicitás jellemzi a környező alp-kárpáti-dinári régióval való összevetésben (vö. *4. és 9. mellékletek*). Igazán jelentős rengések ($M \geq 6$) csak meglehetősen ritkán fordulnak elő. A mai Magyarország területén ilyen magnitúdójú földrengéseket csak a historikus események között ismerünk (2 db; Komárom – 1763 és Szombathely környezete – 456). E kategóriában feltétlenül érdemes még kiemelni az érmelléki földrengést is (1834), amely ugyan a mai Románia területére esett, de az országhatártól kis távolságra (~12 km) pattant ki. E historikus rengés fontos jellemzője,

hogy egyrészt az egyik legfontosabb hazai neotektonikus eltolódási zóna – az ún. derecskei vetőzóna (lásd 8. melléklet) – közvetlen romániai folytatásába esik, másrészt e földrengés a felszínt is elérő töréssel párosulhatott a korabeli leírások alapján (Selley 1835). Ezek és a terület szeizmicitására vonatkozó adatok a derecskei vetőzóna aktív jellegét (lásd később) és jelentős szeizmotektonikai veszélyeztetettségét közvetlenül is alátámasztják.

Az ország területén $M \geq 5$ földrengés is csak meglehetősen kevés (14 db) ismert, amelyek szintén a historikus eseményekhez tartoznak. Ezek közül az időbeli közelség és a jelentős magnitúdó alapján a leginkább ismert a kecskeméti (1911, $M \sim 5,6$), a dunaharaszti (1956, $M=5,6$) és a berhidai földrengés (1985, $M=5,1$). A kecskeméti és a dunaharaszti rengésekhez talajfolyósodás, kisebb iszapvulkánok képződése is kapcsolódott. Mindkét helyszín jelentős neotektonikus aktivitást mutató, fontos szerkezeti zónához (Kelet-Kapos és Balaton-Tóalmás vetőzóna) kapcsolódik. A szeizmicitás és a vetőkép kapcsolatát bővebben később (lásd *Szerkezeti modell: vetők és aktív vetők*) tárgyaljuk.

A legnagyobb magnitúdójú modern műszeresen regisztrált rengés Heves közeléből ismert (2013, $M=4,8$). A műszeresen regisztrált rengések döntő többsége viszonylag kis magnitúdójú ($M < 4$).

7.1.2.2. A jelenkori feszültségtér jellege és irányítotttsága

Fészekmechanizmus megoldások

A jelenkori feszültségtér jellegére (tektonikai stílusára) mindenekelőtt a földrengések fészekmechanizmus megoldásai alapján vonhatunk le következtetéseket. A projekt keretében összesen 50 földrengés fészekmechanizmusának kiszámítását végeztük el egységes módszertan alapján, ezek közül 3 kivétellel mind az ország területén vagy annak nagyon szűk környezetében található. Ezek egyrészt korábban publikált megoldások frissítését jelentették továbbfejlesztett algoritmusok segítségével, másrészt 22 teljesen új fészekmechanizmus megoldás kalkulációja is megtörtént (lásd 4.2.1. fejezet és 4.1. ábra). A szeizmotektonikai térkép (9. melléklet) a fentiekben túl feltünteteti azokat a korábban publikált fészekmechanizmus megoldásokat is, amelyeket a projekt keretében elvégzett revízió során megbízhatónak (világoszöld színnel) ítéltünk.

A szeizmotektonikai térképen ábrázolt fészekmechanizmus megoldások alapján megállapítható, hogy hazánk területén uralkodóan eltolódásos, illetve kisebb részben feltolódásos jellegű elmozdulások fordulnak elő. Normál vetős kinematika sehol sem jelentkezett. Ebből következően a maximális főfeszültség (σ_1) mindenhol horizontális helyzetű, míg a legkisebb főfeszültség (σ_3) a hely függvényében többnyire horizontális (eltolódás), illetve kisebb részben függőleges helyzetű (feltolódás). Ez utóbbiak kifejezetten jellemzőek az ország délnyugati részén (dél-Zala), de máshol is elfordulnak (pl. Vértes-hegység, Északi-középhegység tágabb környezete).

Figyelembe véve az ország környezetében a nemzetközi szeizmológiai szervezetek által közreadott megoldásokat (lásd 4. fejezet és 4.1. ábra) és a korábban publikált adatrendszeret, a mérési eredmények matematikai interpolációjával meghatározhatóvá és térképezhetővé váltak a vizsgált alp-kárpáti-dinári régió egyes részterületeire jellemző mechanikai feszültség rezsimek (lásd 4.3.2. fejezet és 4.4. ábra). A számított stressz rezsimeket folytonos színskála segítségével jelenítettük meg az új szeizmotektonikai térképen, így ez az elem képezi a térkép háttérét. Az egyik legfontosabb eredmény, hogy **Magyarországon eltolódásos**, illetve **transzpresszív jellegű stressz rezsime** uralkodik, sehol sem jelentkezik extenzió, illetve transztenió. A vizsgált, alapvetően eltolódásos fészekmechanizmus megoldások közül mindössze két esetben jelentkezett gyenge normál komponens is (azaz minimális transzteniós jelleg). Ugyanakkor ezen megoldások környezetében minden más megoldás eltolódást, illetve feltolódásos jelleget mutatott, így területileg is számottevő

transztenzió jelenléte kizárható. Extenziós, illetve transztenziós rezsimek az egész vizsgált alp-kárpáti-dinári régióban is alárendelt szerepűek (lásd 9. melléklet: melléktérkép), csak a Déli-Kárpátokban és a lengyel/szlovák határvidéken (Nyugati-Kárpátok) jelennek meg (lásd 4.3.2. fejezet és 4.4. ábra). (Az utóbbi esetben a meghatározott rezsimek csupán egyetlen fészekmechanizmus megoldásra támaszkodnak.) A fészekmechanizmus megoldásokból származó kinematikai adatok összességükben tehát – összhangban a korábbi releváns tanulmányok megállapításaival (pl. Bada et al. 2007a,b) – a kora- és középső-miocén extenzió során létrejött Pannon-medence jelenkori inverzióját jelzik.

Feszültség trajektóriák

A jelenkori feszültségtér irányítottságára a földrengések fészekmechanizmus megoldásai mellett további geofizikai-geológiai adatrendszer (fúrólukfal kirepedések, ráfúrásos mérések, negyedkori kőzeteken végzett vető-analízis) is szolgáltatnak fontos adatokat (lásd 4.2.2. fejezet, 5. melléklet). A maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) indikátorok értékeit a vizsgált területre úgy interpoláltuk egy szabályos rácshálóba, hogy a regionális orientációk mellett a helyi feszültséganomáliák is tükröződjének az interpolált feszültségmezőn (lásd 4.2. ábra). A feszültségirányok jobb áttekintése érdekében az interpolált S_{Hmax} mező alapján az ún. feszültség trajektóriákat (lásd 4.6. ábra) is kiszámoltuk, illetve ezeket a szeizmotektonikai térképen is megjelenítettük. Az elvégzett számítások alapján a **maximális horizontális főfeszültség Magyarország területén döntően (É)ÉK–(D)DNy irányú** (lásd még 4.3.1. fejezet és 4.2. ábra, 5. melléklet). Kivételt képez a Kisalföld déli része és az Alföld keleti, valamint északkeleti része, ahol a maximális horizontális főfeszültség kb. K–Ny-i orientációjú (9. melléklet).

7.1.2.3. Alakváltozási sebesség (*strain rate*)

A Pannon-medence geodinamikájának jellemzéséhez fontos adat a jelenkori kéregdeformáció jellege (rövidülés, nyúlás, avagy ezek átmenetéből adódó nyírás, transzpresszió és transztenzió) és mértéke. Ezeket a paramétereket a GNSS-mérések felhasználásával határoztuk meg (lásd 5.1.2.–5.1.4. fejezetek, 6. melléklet). Az alakváltozás jellegét és a számított alakváltozási sebességet egyaránt feltüntettük a szeizmotektonikai térképünkön (9. melléklet).

Magyarország tágabb környezetében a GNSS mérésekkel meghatározott *horizontális sebességek* alapján a Dinaridák max. 3 mm/év-ig terjedő sebességgel mozognak ÉÉK-i irányban, míg a romániai Kárpátok DDNy-i irányban 1,5 mm/év-ig terjedő sebességgel mozdulnak el a referenciának tekintett stabil eurázsiai lemezhez viszonyítva (lásd még 5.1.4.1. fejezet, 5.1.2a ábra). A Pannon-medencét és a szlovákiai Nyugati-Kárpátokat nagyon kis (0,1–0,5 mm/év) horizontális sebesség jellemzi, a Pannon-medence délnyugati részén némileg nagyobb értékekkel.

A GNSS-mérések alapján meghatározott *alakváltozási sebesség (strain rate)* a horvát Dinaridák területén a legnagyobb (20 nanostrain/év), míg a vizsgált alp-kárpáti-dinári régió többi részén az alakváltozási ráta lényegesen kisebb, jellemzően 1-10 nanostrain/év tartományban változik. Magyarországot tekintve az Északi-középhegység és környezete mutatja a legalacsonyabb alakváltozási sebességet 1 nstrain/év körüli értékekkel. A legnagyobb alakváltozási ráták a délnyugati országrészben (a szlovén-magyar és a horvát-magyar határ mentén) jelentkeznek elérve a 6–10 nanostrain/év értéket. E résztterület tehát átmenetet képez a viszonylag gyorsan deformálódó Dinaridák és az igen lassan deformálódó középső és északi országrész (és a csatlakozó nyugat-kárpáti területek) között. Mindazonáltal hangsúlyozzuk, hogy még a viszonylag nagyobb alakváltozási rátát mutató délnyugati országrész is abszolút értelemben meglehetősen lassú alakváltozással

jellemezhető. Az összességében megfigyelt kis alakváltozási ráták csak lassú feszültség felhalmozódást tesznek lehetővé a földkéregben, ami összhangban van az ország területén tapasztalható mérsékelt szeizmicitással.

Az alakváltozás jellegét tekintve **Magyarországot** alapvetően **rövidülés, illetve transzpresszió jellemzi**. A rövidülés iránya a nyugati területeken ÉÉK–DDNy-i, míg kelet felé haladva fokozatosan ÉK–DNY-ivá, majd KÉK–NyDNY-ivá, sőt északkeleten K–Ny-ivá válik. Az uralkodó rövidülés és transzpresszió az Északi-középhegység felé egyre inkább transztenziós jellegű alakváltozásra változik, hasonlóan a környező Nyugati-Kárpátokhoz. Az alakváltozási jelleg megváltozása gyakorlatilag egybeesik a legkisebb alakváltozási ráta területi előfordulásával. A keleti országhatárnál egy kisebb területen (a Derecskei vetőzóna környezetében) nyírásos deformáció jellemző, ahol a nyúlásos és rövidülési komponensek nagyjából egyenlőek. Kelet felé továbbhaladva az Erdélyi-medencében és a romániai Kárpátokban döntően nyúlásos, illetve transztenziós alakváltozás figyelhető meg.

Az új szeizmotektonikai térképen a számított alakváltozási rátákat szintvonalak (fehér színnel) mutatják, míg az alakváltozás jellegét a rövidülés (fekete színnel) és a nyúlás (fehér színnel) irányainak feltüntetésével jelenítettük meg úgy, hogy az alkalmazott szimbólumok hossza a meghatározott alakváltozási rátával arányos.

A meghatározott fő rövidülés irányokat és a maximális főfeszültség trajektóriákat összevetve összességükben meglehetősen jó egyezés tapasztalható (9. melléklet). Ez alól csak a Kisalföld déli része jelent kivételt, ahol a fő rövidülés irányok (ÉÉK–DDNy) markánsan eltérnek a maximális főfeszültség irányától (kb. K–Ny). Az említett kivételtől eltekintve összességében tehát koaxiális jellegű deformáció (a feszültség és alakváltozási tengelyek kb. egyezőek) jellemző a maximális főfeszültség és a maximális rövidülés irányának vonatkozásában.

A bemutatott eredmények megerősítik, hogy a vizsgált alp-kárpáti-dinári régió geodinamikáját meghatározó két fő lemeztektonikai tényező a következő:

- Az ún. „Adria-push” (Bada et al. 2007), azaz az Adria mikrolemez folyamatos ÉÉK-i irányú mozgása és rotációja, ami lemeztektonikai skálán Afrika és Eurázsia általános konvergenciájának a következménye. E hatás intenzitása észak-északkelet felé haladva fokozatosan csökken és az Északi-középhegység környezetében az alakváltozási ráta közel zérussá válik.
- A Pannon-medence a környező kárpáti keretben blokkolt helyzete, ami nem tesz lehetővé számottevő további elmozdulást („kiszökést”). Így a medence az őt érő elsődleges tektonikai hatásra („Adria-push”) jellemzően rövidülésszerű jellegű deformációval reagál.

7.1.2.4. Szerkezeti modell: vetők és aktív vetők

A szeizmotektonikai térképen ábrázolt vetőmodell forrását a 6. fejezetben bemutatott ún. pre-pannóniai vetők jelentették. A pre-pannóniai vetők a sekély mélységbe hatoló neotektonikus vetők szerkezeti fundamentumainak („gyökérvonalainak”) tekinthetők, amelyeket az új neotektonikai térképen (Worum et al. 2020; lásd 8. melléklet) ábrázoltunk (halványszürke színnel). Hangsúlyozzuk, hogy az ábrázolt pre-pannóniai vetők nem mindegyike mentén jelentkezett neotektonikai felújulás, ugyanakkor e vetők ábrázolása a lokális és regionális szerkezeti kontextus áttekintése szempontjából alapvető fontosságú. Összességükben a pre-pannóniai vetők tehát országos léptékű vetőmodellként szolgáltak az új szeizmotektonikai térképhez. Az aktív vetők kijelölését a pre-pannóniai vetők felhasználásával végeztük el, tekintettel arra, hogy az egyes vetők, vetőszegmensek aktivitásának

megállapítása szempontjából kiemelt jelentőségű szeizmicitás jellemzően e pre-pannóniai „gyökerekhez” köthető.

Aktív vetők alatt azon vetőket/vetőszegmenseket értjük, amelyek a jelenlegi szeizmotektonikai rezsimben aktivitást mutatnak/mutattak (azaz a vető mentén elmozdulás történt), és a jövőbeli (ismételt) felújulásuk is valószínűsíthető. Aktív vetők közé értendők azon vetők is, amelyek neotektonikai aktivitást (azaz sekély szerkezeti manifesztációt) ugyan nem mutattak, de a szeizmicitás és a szerkezeti adatok korrelációja alapján megalapozottan tekinthetők aktív szerkezeti elemnek (ún. szeizmogén vak vetők). Követve az ezirányú nemzetközi gyakorlatot (lásd *Atanackov et al. 2021; Emre et al. 2018; Ganas et al. 2013; García-Mayordomo et al. 2012; U.S. Geological Survey et al. 2020*) az új szeizmotektonikai térképen a negyedidőszak során ($\leq 2,6$ millió év) aktivitást mutató vetőket tekintettük aktívnek. Mivel a neotektonikai térképen az elmúlt 6–8 millió év során aktív vetők felszín közeli manifesztációja került térképezésre, ezért ez a meghatározás értelemszerűen a neotektonikusan felújult pre-pannóniai vetők egy szűkebb részhalmazát jelenti csak, amelyek mentén a negyedidőszaki aktivitás közvetlen vagy közvetett adatok alapján igazolható/valószínűsíthető.

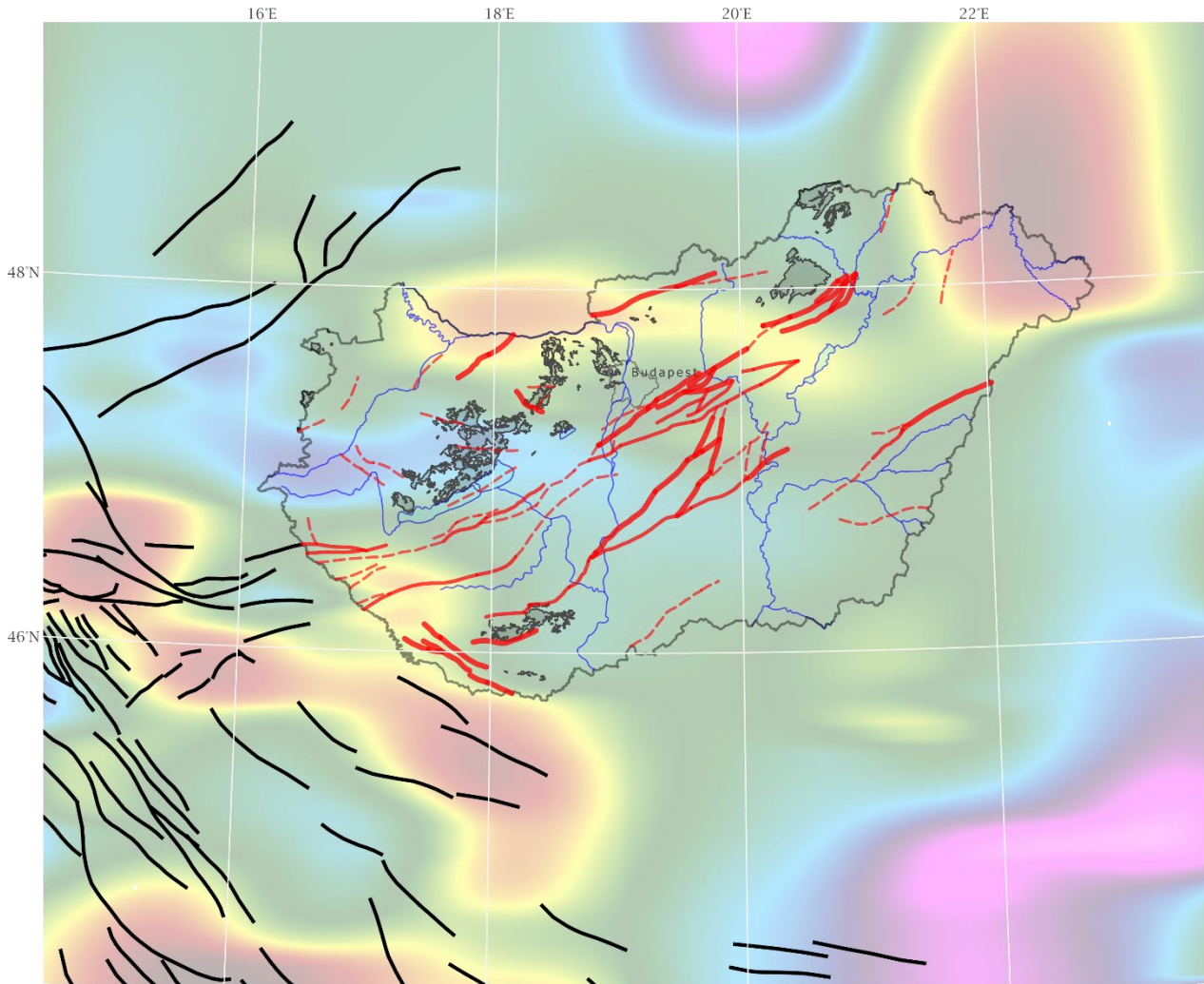
A szeizmotektonikai térképen az aktív vetőket három kategóriába (külön jelkulccsal megjelenítve) soroltuk, figyelembe véve *Atanackov et al. (2021)* a szomszédos Szlovéniában végzett munkáját (vö. még 7.1.2. ábra):

- *Aktív vető*: közvetlen adattal igazolt aktivitás (pl. felszíni tektonikai/paleoszeizmológiai vizsgálattal igazolt aktivitás, geofizikai módszerrel igazolt aktivitás, vetővel korrelálható szeizmicitás, negyedidőszaki geomorfológiai indikátorok elvetése).
- *Valószínűleg aktív vető*: közvetett adat(ok) alapján valószínűsített aktivitás (pl. vetővel szerkezeti kapcsolatban lévő negyedidőszaki süllyedék, negyedidőszaki geomorfológiai indikátorok, negyedidőszaki üledékek vastagságviszonyai és ismert vető közötti pozitív korreláció).
- *Potenciálisan aktív vető*: bizonyított aktív vetővel fennálló szerkezeti kapcsolat úgy, hogy a bizonyított aktív vető mozgása előidézheti a potenciálisan aktív vető aktivitását, illetve a vetőorientáció és a feszültségtér kedvező viszonya alapján feltételezhető aktivitás. Ide soroltuk továbbá azon vetőket is, amelyek esetében a rendelkezésre álló adatok minősége/mennyisége sem az „aktív”, sem a „valószínűleg aktív” minősítést megítélésünk szerint nem tette kellően megalapozottá.

Az aktív vetők kijelölése során természetesen figyelembe vettük a vonatkozó, elsősorban szeizmikus vizsgálatokból származó szakirodalmi eredményeket (*Pogácsás et al. 1989; Detzky 1997; Tóth és Horváth 1997; Detzky et al. 2002; Tóth 2003; Magyari et al. 2005; Budai et al. 2008; Horváth et al. 2019*). A csak korlátozott mennyiségben rendelkezésre álló szakirodalmi adatok mellett az aktív vetők kijelölése során meghatározó jelentőségű volt a historikus és a modern műszeresen regisztrált szeizmicitás értékelése (lásd 9. melléklet).

Az integrált értékelés során azonosított aktív vetők döntően markáns neotektonikus reaktivációt mutató vetők, illetve vetőzónákban kijelölt, uralkodóan KÉK–NyDNY-i és ÉK–DNY-i csapású vetők. Ide tartoznak a Balaton-Tóalmás vetőzónában, a Kelet-Kapos vetőzónában, a derecskei- és a Vatta-Maklári árok területén, továbbá a Bonyhádi-medencében és a Mecsek északi pikkelyzónájában értelmezett aktív vetők. Ugyancsak ide sorolható a Mecsek-alja-öv, a Tamási-vető, a Dráva-medencében található ÉNy–DK-i csapású Szulok-Sellye-Cún vetőzóna, vagy a Komárom és Pápa közt húzódó ÉK–DNY-i csapású vetőzóna a Kisalföldön. Az elsősorban szeizmicitás alapján értelmezett aktív vetőre a Diósjenő-Ógyalla vető jelent példát. A kijelölt aktív vető(zóná)k részletes

vizsgálata, továbbá az azokhoz közvetlenül csatlakozó, illetve szűkebb környezetükben található vetők aktivitásának vizsgálata a jövő egyik fontos kutatási feladatát képezi.

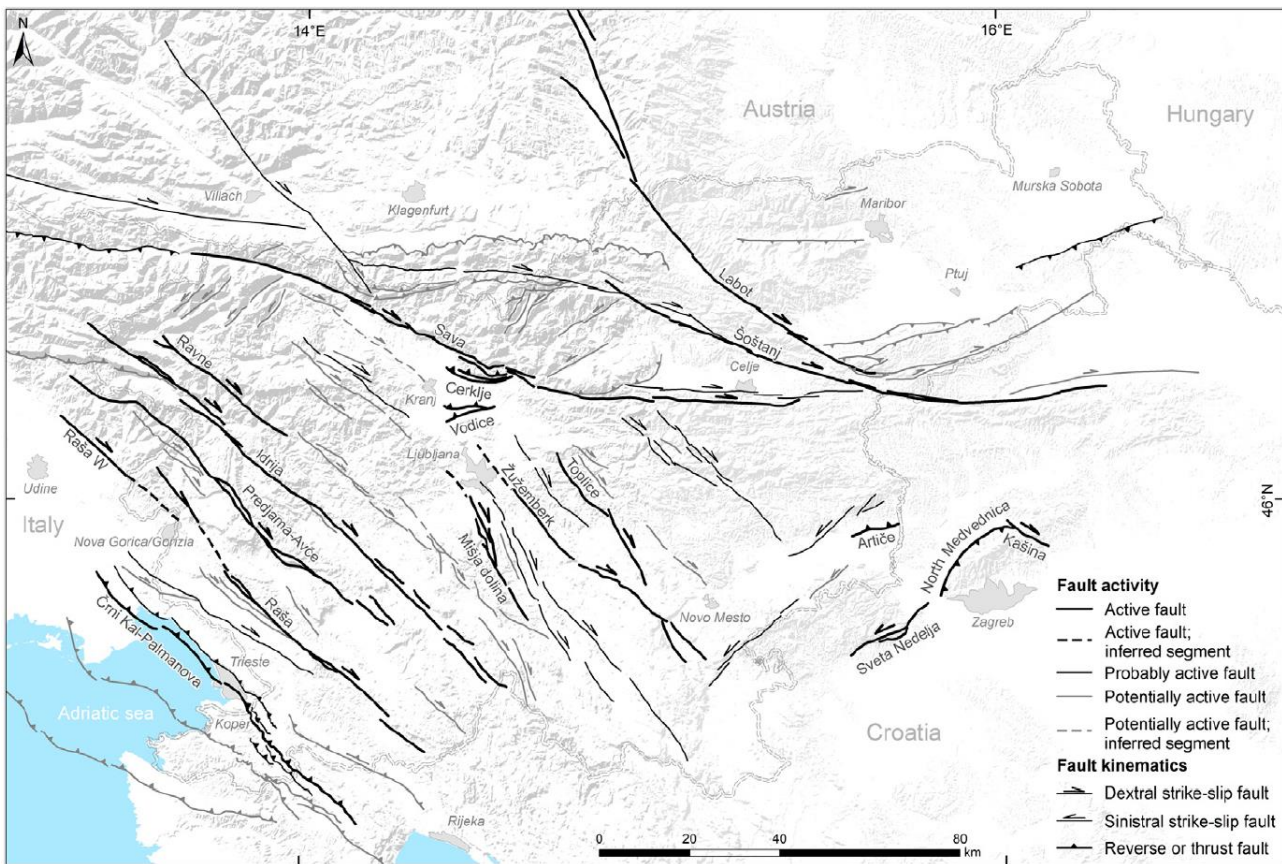


7.1.1. ábra: A Magyarországon meghatározott aktív vetők (piros) kapcsolatrendszere a környező alp-kárpát-dinári régióból ismert aktív vetőkkel (fekete) Danciu et al. (2021) alapján.

Az értelmezett aktív vetők jól illeszkednek a környező alp-kárpát-dinári régióból ismert aktív vetőképbe (7.1.1. ábra), amely az európai szeizmogén vetőforrás modell (EFSM20 – **E**uropean **F**ault **S**ource **M**odel, Danciu et al. 2021) alapján tünteti fel a régió aktív vetőit. Az összevetés alapján jól látszik, hogy az értelmezett magyarországi aktív vetők jelentős része az ún. Közép-magyarországi szerkezeti övhöz sorolható, amely nyugat felé Szlovéniában követhető. Ennek északi határát a Balaton-Tóalmás vetőzóna (a Periadriai-vetőzóna keleti folytatása) képezi, míg a déli peremét a Kapos-vető nyugati szegmense, illetve a Tamási-vető képezik. E regionális léptékben jól szembeötlik, hogy a Vatta-Maklári árok területén értelmezett aktív vetők a tóalmási-vetőzóna ÉK-i folytatásaként értelmezhetők.

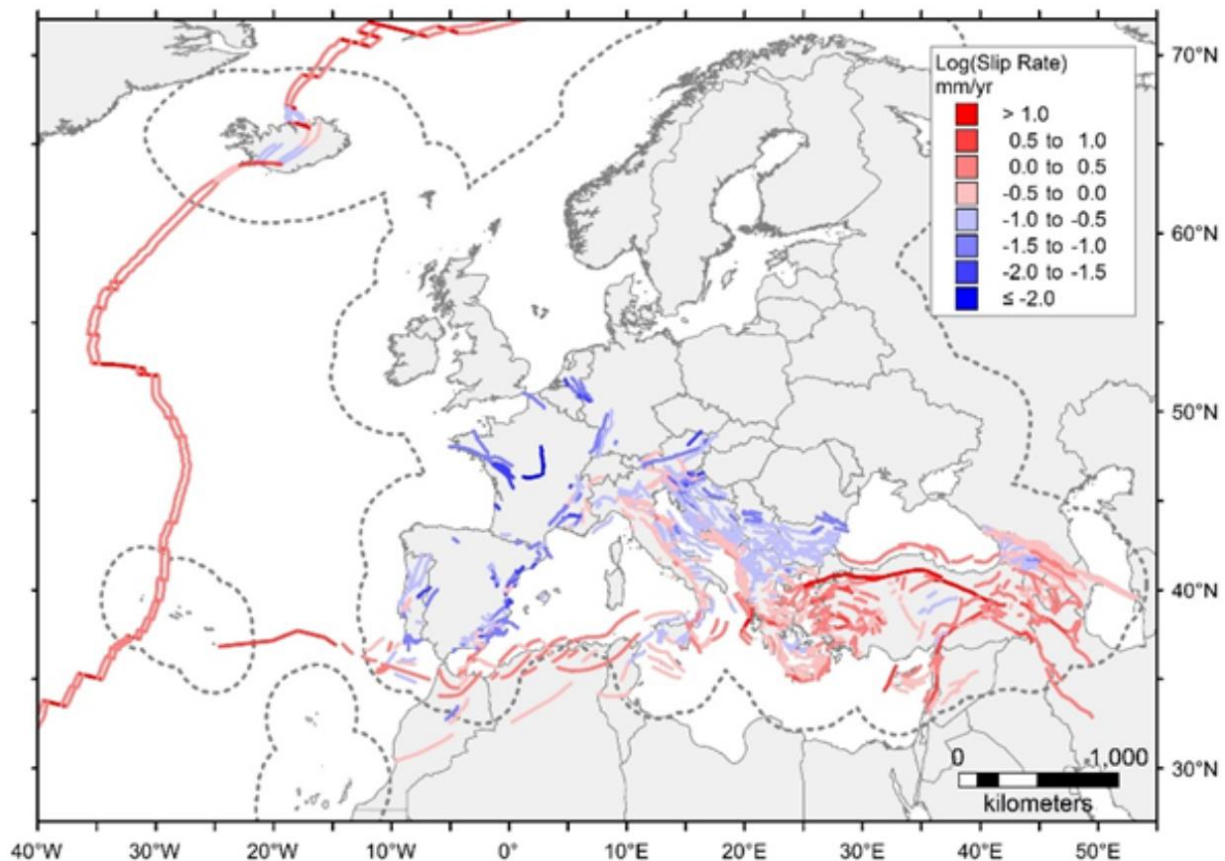
A Dráva-medencében található ÉNy–DK-i csapású Szulok-Sellye-Cún vetőzóna egyértelműen „dinári” irányítottságot tükröz, ahogy azt a szomszédos horvátországi aktív vetők helyzete is jelzi. Ezek élesen elválnak az újradefiniált Közép-magyarországi mobil öv (Koroknai et al. 2020) déli részéhez tartozó vetők/vetőzónák (K)ÉK–(Ny)DNy-i irányítottságától (Mecsek-alja-öv, Mecsek északi pikkelyzóna, Bonyhádi-törés, Kelet-Kapos vetőzóna és csatlakozó aktív vetők).

A szomszédos Szlovénia területén azonosított aktív vetőkről *Atanackov et al. (2021)* térképe (7.1.2. ábra) nyújt részletesebb áttekintést. E térképen meghatározó elem a K–Ny-i csapású, jobbos eltolódásos kinematikájú periadriai vetőzóna (Šoštanj vető), amely az alpi és dinári szerkezeti doméneket választja el. Az utóbbiban lényegesen nagyobb számú aktív vetőt azonosítottak, mint az alpi doménben. A periadriai vetőzónához észak felől csatlakozik az ÉNy–DK-i csapású Labot-vető, amelytől keletre jellemzően KÉK–NyDNY-i csapású aktív vetők (fel- és eltolódásos kinematikával) figyelhetők meg. Ezek közül egy (a lovászi antiklinális vak feltolódása) közvetlenül is csatlakozik a magyar oldalon értelmezett aktív vetőhöz. Az itt elvégzett szerkezeti elemzés és a szomszédos szlovén területet is fedő Petišovci-Lovászi 3D szeizmikus adattömb alapján további, a térképen nem feltüntetett (vagy nem a határig érő) aktív vetők (pl. a budafai antiklinális vak feltolódása) jelenlétét is valószínűsítjük a szlovén, illetve horvát oldalon.



7.1.2. ábra: Aktív vetők Szlovéniában (Atanackov et al. 2021 alapján).

Magyarország és környezetének geodinamikai értékelése szempontjából fontos adat az aktív vetők menti elmozdulási sebesség (ún. *slip rate*) is. Ebben a vonatkozásban érdemes egy gyors kitekintést tenni a teljes európai, illetve mediterrán térségre (7.1.3. ábra). A bemutatott térképen azonnal szembeötlik, hogy a legnagyobb vető menti elmozdulási sebességek (≥ 1 cm/év) egyértelműen az aktív lemezhatárokhoz (atlanti rift, égei szubdukció környezete, Nyugat-Mediterrán térség) kötődnek, míg a lemezperemektől távolodva a vető menti elmozdulási sebességek drasztikusan csökkennek. Ezzel összhangban Magyarország környezetében az aktív vetők menti elmozdulási sebesség jellemzően kis érték ($\leq 0,3$ – $0,1$ mm/év; a térképen halványkék színekkel), s csak elvétve éri el az 1 mm/év értéket. A térkép alapján hazánkban is kék színek dominanciája valószínűsíthető, azaz a vető menti csúszási sebességek alapvetően a tized–század milliméter/év tartományban várhatók.



7.1.3. ábra: A vető menti elmozdulási sebességek (ún. slip rate) áttekintése az európai aktív vetőkre (Danciu et al. 2021 alapján). A skála logaritmikusan ábrázolja az elmozdulási sebességeket; a rózsaszín–piros színek a jelentősebb (mm–cm/év) skálájú csúszási sebességeket, míg a kék árnyalatok a lassabb (tizedmilliméter/év és annál kisebb) csúszási sebességeket mutatják.

Ez összhangban van az InSAR-felvételek elemzésének eredményeivel (lásd 5.2. fejezet), amelyek szerint Magyarországon sehol sem volt kimutatható számottevő vetőmenti elmozdulás. Figyelembe véve a módszer érzékenységét is, a fenti eredmény mindenképpen 1 milliméter/évnél kisebb vető menti elmozdulási sebességet (hózzávetőlegesen $\leq 0,1$ mm/év) jelent a magyarországi aktív vetőkre. Fontos hangsúlyozni, hogy az a tény, hogy az InSAR-felvételeken nem voltak kimutathatók vető menti elmozdulások nem jelenti az aktív tektonikai folyamatok hiányát Magyarország területén, csupán azt, hogy e folyamatok intenzitása a módszer érzékenységi küszöbje alatt maradnak. A valószínűsíthetően $\leq 0,1$ mm/év vetőmenti elmozdulási sebességek a földrengés-veszélyeztetettség szempontjából kedvező körülmény, hiszen így a vetőmenti feszültség-felhalmozódás Magyarország teljes területén nagyon lassú folyamat, azaz adott vető mentén viszonylag ritkán várhatók jelentős ($M_w \geq 5$) rengések. Ugyanakkor fontos újfent hangsúlyozni, hogy a kis elmozdulási sebesség az aktivitás tényét magát nem érinti, csupán az ún. visszatérési időt növeli meg a viszonylag lassú feszültség-felhalmozódás miatt. Ilyen jellegű, (igen) kis vető menti elmozdulási sebesség jellemez számos nyugat-európai régiót is (pl. Rajna-árok bizonyos területei, ÉNy-Franciaország; lásd 7.1.3. ábra), ahol a részletes paleoszeizmológiai tanulmányok azonban jelentős földrengéseket mutattak ki a földtörténeti közelmúltban (pl. Camelbeek & Meghraoui 1998; Vanneste et al. 2001; Camelbeek et al. 2007). Ezen események integrálása a szeizmicitás adatrendszerbe rendkívül fontos, hiszen így válik lehetővé egy jól megalapozott földrengés-veszélyeztetettség elemzés elkészítése. Hazánkban eddig sajnos csak kevés paleoszeizmológiai tanulmány született, ugyanakkor az elkészült

néhány ilyen jellegű munka egyértelműen igazolta egyes vetők aktív jellegét (pl. *Bada et al. 2005; Magyari 2016; Horváth et al. 2019; Konrád et al. 2021*).

A fentieket összegezve megállapítható, hogy jelentős földrengések ($M_w \geq 5$) Magyarország területén is előfordulhatnak, ugyanakkor adott vetőre vonatkoztatva ezek visszatérési ideje is jelentős, nagyságrendileg a néhány száz évtől a néhány ezer évig terjed (vö. *Slemmons és McKinney 1977*). Az értelmezett aktív vetők mentén – megfelelő sekélygeofizikai előtanulmányok után – végzett részletes paleoszeizmológiai tanulmányokkal a paleoszeizmicitás különböző paraméterei (paleoföldrengések becsült magnitúdója, visszatérési ideje) pontosítható, s ezáltal a földrengés-veszélyeztetettség mértéke is számottevően pontosítható.

7.1.3. Összefoglalás

A fentiekben és a megelőző fejezetekben részletesen bemutatott térképi elemek integrált ábrázolásával készült el az ország 1:500 000 léptékű szeizmotektonikai térképe, amely szintetizálja a jelenleg elérhető szeizmológiai, tektonikai és geodinamikai ismeretanyagot. Az új szeizmotektonikai térkép az első ilyen típusú térkép az országról. A szerkezeti és szeizmológiai, valamint szakirodalmi eredmények figyelembevételével értelmezett aktív vetők mentén az elmozdulási sebesség (*slip rate*) – összhangban az InSAR-felvételek elemzéséből származó megállapításokkal (lásd 5.2. fejezet) – viszonylag kis érték, jellemzően tized-század milliméter/év nagyságrendűre tehető. Ez a jelentős magnitúdójú ($M_w \geq 5$) földrengésekre néhány száztól néhány ezer évig terjedő visszatérési időt jelent adott vetőre vonatkozóan a lassú feszültség-felhalmozódás következményeként. Jelentős földrengések előfordulása tehát lehetséges, s ezek kutatása a jövő egyik fontos feladatát jelenti. Ehhez fontos segítséget nyújthatnak a hazánkban eddig kevésbé elterjedt paleoszeizmológiai vizsgálatok. A szeizmotektonikai térkép elemei fontos bemenetet jelentenek az új országos szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térkép számára is, amelyet a 7.2. fejezetben mutatunk be részletesen.

7.2. Magyarország szeizmotektonikai veszélyeztetettsége

Ebben a fejezetben a szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térkép (10. melléklet) elemeit mutatjuk be. A földrengések (3. fejezet), az aktív vetők (7.1.2. fejezet) és a neotektonikus vetők (6.4. fejezet) térképi elemeit a korábbi fejezetekben ismertettük, ezért az alábbiakban csak a V_{S30} -hoz és az Eurocode 8 szabványhoz kapcsolódó térképi szimbólumok módszertanát mutatjuk be részletesebben.

7.2.1. Bevezetés

A szeizmotektonikai veszélyeztetettség egyik fontos aspektusa a földrengéshullámok helyi hatásának mértéke. A földrengések többnyire jelentős mélységű (>1 km), nagy szilárdságú kőzetben levő feszültségek kioldódásával keletkeznek, földrengéshullámokat keltve. Ezek terjedési sebessége a közeg, vagyis a kőzet fizikai paramétereitől függ. A földfelszín felé haladva a kőzetekre jellemző hullámterjedési sebesség egyre csökken, különös tekintettel a medencekitöltő üledékekre. A kialakuló hullámtípusok közül az S, más néven nyíróhullám kiemelt jelentőségű. A hullám terjedési sebességének csökkenésével arányosan növekszik annak amplitúdója, ami a felszínre érve a rázás mértékében nyilvánul meg. Ugyanazon földrengés tehát nagyobb földfelszíni rázást okoz laza üledékkel fedett területen, mint kemény kőzeten (Cipta et al. 2016), természetesen az epicentrumtól való távolságot megegyezőnek tekintve. Ennek kiemelt jelentősége van az épületek földrengésbiztonsága szempontjából. Összefoglalva a helyi hatás azt jelenti, hogy egy bizonyos terület földtani viszonyai milyen mértékben erősítik fel a földrengés épületekre gyakorolt hatását.

A helyi hatás figyelembe vétele kötelező az épületek tervezésénél, ezért annak egyes mérőszámait hivatalos szabványba is foglalják. Hazánkban az európai sztenderd, az Eurocode 8 a mérvadó (Eurocode 8 2004), melyben különböző altalajosztályokat különítettek el. Az A–B–C–D osztályokhoz hozzárendelték a legfelső 30 m üledékének átlagos nyíróhullám-sebességének (V_{S30}) határértékeit (7.2.1. táblázat), mely paraméter egy adott helyszínen roncsolásmentesen megmérhető. A V_{S30} , mint a helyi hatás számszerűsítése széles körben elterjedt, azonban a módszer problémáit is többen hangoztatják (pl. Castellaro et al. 2008; Moss 2008). Mivel a V_{S30} nemzeti és nemzetközi szabványok egyik alapparamétere, továbbá eszközkészletünk segítségével könnyen mérhető, a V_{S30} alkalmazása szakmailag mindenképp indokolt. A projekt során egyik fő feladatunk kiválasztott geomorfológiai egységeken **V_{S30} mérések elvégzése**, valamint **szakirodalmi V_{S30} adatok gyűjtése** volt.

Végső célunk – Magyarország szeizmotektonikai veszélyeztetettség térképéhez országos V_{S30} térkép készítése – azonban a reálisan végrehajtható számú mérési és a szakirodalmi adatok révén nem valósítható meg, hiszen a V_{S30} érték csak egy-egy terület lokális jellemzője. A nemzetközi szakirodalomban azonban számos olyan módszerrel és helyettesítő paraméterrel kísérleteztek, amelyek alkalmazásával az egyedi mérések országosan is kiterjeszthetők (Wald és Allen 2007; Ahdi et al. 2017; Allen and Wald 2009; Lemoine et al. 2012; Oye et al. 2008; Iwahashi et al. 2010; Wald et al. 2011; Yong et al. 2012; Roullé et al. 2011; Yong 2016). A mért és a gyűjtött V_{S30} adatokból, valamint a mérési helyszínek geomorfológiai elemzéséből **Magyarország V_{S30} – geomorfológia adatbázisát** szándékoztuk megalapozni. A rendelkezésre álló adatok alapján a hazánkra jellemző **V_{S30} -lejtőszög összefüggés** meghatározása is célunk volt.

Altalaj-típus	Leírás	$V_{S,30}$ (m/s)	N_{SPT} (ütés/30cm)	c_u (kPa)
A	Olyan kőzet, vagy egyéb képződmény, amelynek legfeljebb 5 m vastagságú lazább fedője van.	> 800	–	–
B	Olyan nagy tömörségű homokból, kavicsból vagy erősen konszolidált agyagból álló szilárd üledék, amely néhányszor 10 m vastag, a mélységgel fokozatosan egyre kedvezőbb mechanikai paraméterekkel jellemezhető.	360-800	> 50	> 250
C	Vastag, tömör, közepesen tömör homokból, kavicsból, vagy közepesen szilárd agyagból álló üledék, amelynek vastagsága néhányszor 10 m-től több száz méterig terjedhet.	180-360	15 - 50	70 - 250
D	Közepes és laza állapotú kohézió nélküli anyagból álló (esetleg néhány gyengén kötött réteget tartalmazó) üledék, vagy döntően lágy, illetve közepesen szilárd, kötött talajokból álló üledékek.	< 180	< 15	< 70
E	Olyan rétegsor, amely 5-20 m közötti vastagságú C vagy D típusba tartozóhoz hasonló V_s sebességgel jellemezhető fedőből és az A kategóriába tartozó fekéből áll	-		
S ₁	Legalább 10 m vastag nagy plaszticitású ($PI > 40$), agyag/iszap réteget tartalmazó, vagy teljesen abból álló nagy víztartalmú üledékek	< 100	–	10 - 20
S ₂	Folyásra hajlamos talajok, érzékeny agyagok, és bármely a fentiekbe nem sorolható egyéb rétegsor			

7.2.1. táblázat: Az Eurocode 8 szabvány talajosztályai és azok közfizikai paraméterei. Jelen projekt csak az A–E osztályokat érintette.

A szabványban megadott V_{S30} értékekkel jellemezhető A–D Eurocode 8 kategóriákon felül a kissé eltérő, szóvegesen definiált E talajosztály térképezését is célul tűztük ki. Definíció szerint olyan két réteggel jellemezhető területek tartoznak ide, ahol az alsó réteg nyíróhullám-sebessége nagyobb, mint 800 m/s, míg az azt fedő 5-20 m vastag üledék sebessége alapján C, vagy D kategóriába tartozik. Az E talajosztály elkülönítésére azért van szükség, mivel a két réteg határáról többszörösen visszavert hullámok egymással rezonanciába kerülnek, jelentősen felnagyítva a felszínen tapasztalható mozgás erősségét. Tapasztalatok szerint a „hagyományos” V_{S30} értékeken alapuló talajosztályok ezeken a területeken alulbecsülték a gyorsulás mértékét (*Gallipoli 2009, in: Tildy 2016*). Az E kategóriára, valamint a legkisebb sebességgel rendelkező D kategóriára, vagyis **a legveszélyeztetettebb területek térképezésére** különös gondot fordítottunk, fúrási adatbázisunk segítségével határoztuk meg azok kiterjedését. Az E osztályba definíció szerint a laza üledék vastagsága alapján soroljuk az egyes helyszíneket, de a későbbiekben látni fogjuk, hogy a D talajosztály esetén is fontos a fiatal üledék vastagsága. A fúrások adatbázisa tartalmazza a kutak mélyítése során feltárt rétegtani egységek mélységét, ezáltal az adott pontra megmondható, hogy a helyszín a legveszélyeztetettebb kategóriába esik-e.

7.2.2. Előzmények

Mindezidáig hazánk egészére nem készült V_{S30} térkép. *Tildy (2015, 2016)*, *Győri et al. (2015)* és *Kegyess-Brassai (2015)* Budapest és Győr területére közöltek lokális V_{S30} térképeket, míg az „alapkőzetre” (A típusú talaj az Eurocode 8 alapján) *Tóth et al. (2006 és 2008)* közöltek országos földrengés-veszélyeztetettség térképet. Hazai V_{S30} mérések általában MASW (*Neducza és Tildy 2006*), vagy *downhole*-módszerrel történtek (Győri E. szóbeli közlés).

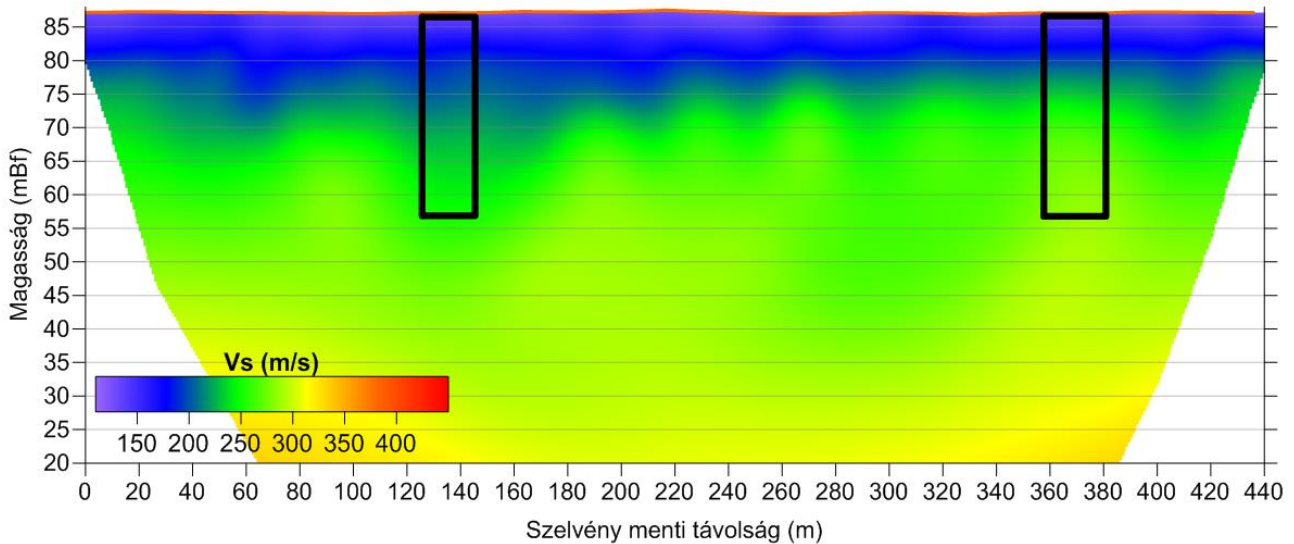
Allen és Wald (2007) V_{S30} mérési eredményeket korreláltatott a domborzat lejtésével annak érdekében, hogy megvizsgálja, a digitális domborzatmodellekből generálható lejtőszög alkalmas-e a helyről-helyre mérendő V_{S30} helyettesítésére. *Allen és Wald (2009)* a globálisan elérhető 30'' (hazánkban kb. 900 x 650 m) felbontású, majd később különböző forrásból származó domborzatmodelleket vetettek össze. Kidolgozták az egyes talajosztályok globálisan alkalmazható lejtőszög-határértékeit, továbbá hangsúlyozták, hogy a rendelkezésre álló domborzatmodell függvényében területegységenként érdemes újraszámolni az említett határértékeket. Kimutatták, hogy geológiai-geomorfológiai adatok hiányában a lejtőszög is jó közelítést ad a helyben mérhető V_{S30} értékére.

V_{S30} becslésre és a helyi hatás meghatározására egyéb helyettesítő technikákat és többszintű megközelítéseket is alkalmaztak (*Oye et al. 2008; Iwahashi et al. 2010; Wald et al. 2011; Yong et al. 2012; Ahdi et al. 2017*). Ezek szakirodalmi összefoglalását *Lemoine et al. (2012)* és *Ahdi et al. (2017)* közli. Ezek a megközelítések figyelembe veszik a terület lejtőszögét, földtanát, formakincsét, felszínosztályozását és/vagy a topográfiáját, de összetett számításokat igényelnek. *Roullé et al. (2011)* és *Yong (2016)* ellenőrzött pár módszert, de azok komplexitása ellenére sem vezettek szignifikánsan jobb eredményre. *Lemoine et al. (2012)* az egyszerű lejtőszögre alapozott térképezés helyett a földtani ismeretek figyelembe vételét javasolja. *Thompson és Wald (2012)* 16%-al tudta csökkenteni V_{S30} térképük bizonytalanságát módszerükkel a lejtőszögre alapozott eljáráshoz képest. Esetünkben elvetettük az összetett geomorfológiai-geológiai módszer alkalmazását, mert ezek statisztikai megbízhatóságához a mértnél jóval több adatra lenne szükség. Emiatt a térképezés során nem a morfológiai egységekhez rendeljük a V_{S30} értékeket, hanem a lejtőszöggel való korrelációt alkalmazzuk. Kivételt képez ez alól a tóparti és a legfiatalabb folyóvízi üledék, ennek okát és a térképezés módszerét a *Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek* c. fejezetben részletezzük.

7.2.3. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek

A mérési helyszíneket úgy jelöltük ki, hogy minél több geomorfológiai egység jellemző V_{S30} értékéről információhoz juthassunk, majd a mérések során gyűjtött tapasztalataink alapján a D talajosztályt céloztuk meg. Ennek okát a későbbiekben kifejtjük. A geomorfológiai egységeket *Matsuoka et al. (2006)* osztályozási rendszere alapján különítettük el. V_{S30} méréseinket a Geomega Kft. újonnan fejlesztett LandStreamer eszközével végeztük. A felszín roncsolása nélkül nyíróhullám-tomográfia segítségével nyertük ki szelvény mentén az S-hullám sebességértékeit (7.2.1. ábra). A mért szelvény mentén jellegzetes pontokban kinyertük a legfelső 30 m sebességértékeit, amelyeket aztán átlagoltunk.

Ez a módszer azonban csak az A–D, szilárdság alapú talajosztályok elkülönítésére alkalmas. Ahhoz, hogy az E talajosztályt elkülöníthessük, vizsgálnunk kellett a 30 méter vastag földtani egységben mért sebességtrendet is. Ehhez a geofonokon mért beérkezési idők alapján rajzoltuk ki az egy pontra vonatkoztatott menetidőgörbéket (7.2.2. ábra). Ahol egy-egy mérési helyszín menetidőgörbéi éles törést mutatnak, ott két markánsan eltérő sebességű közeten haladt át a gerjesztett hullám. Ezekben az esetekben vizsgáltuk, hogy a rétegek megfelelnek-e az E talajosztály feltételeinek (5-20 m vastagságú, C–D kategóriájú fedő és A kategóriájú fekü). Néhány esetben olyan, két réteggel jellemezhető mérési helyszínt figyeltünk meg, ahol a mért sebességek és/vagy vastagságok nem feleltek meg az E talajosztály kritériumainak. Ezeknek a pontoknak a későbbiekben kiemelt jelentőségük lesz.



7.2.1. ábra: Nyíróhullám tomográfia szelvénye és a V_{S30} számításához kinyert adatpontok (fekete keretek).

A menetidőgörbék vizsgálatának nem csak az E talajosztály elkülönítésében volt fontos szerepe. A későbbiekben az egyes mérési helyszínekhez azok geomorfológiai paramétereit is hozzárendeltük, viszont kétréteges helyszín esetén a geomorfológia csak a felső réteg sebességével függ össze. Ezeket a helyeket extrapoláltuk a felső réteg sebességtrendjét, annak érdekében, hogy az adott geomorfológiai egységre jellemző elméleti V_{S30} értéket kapjuk meg.

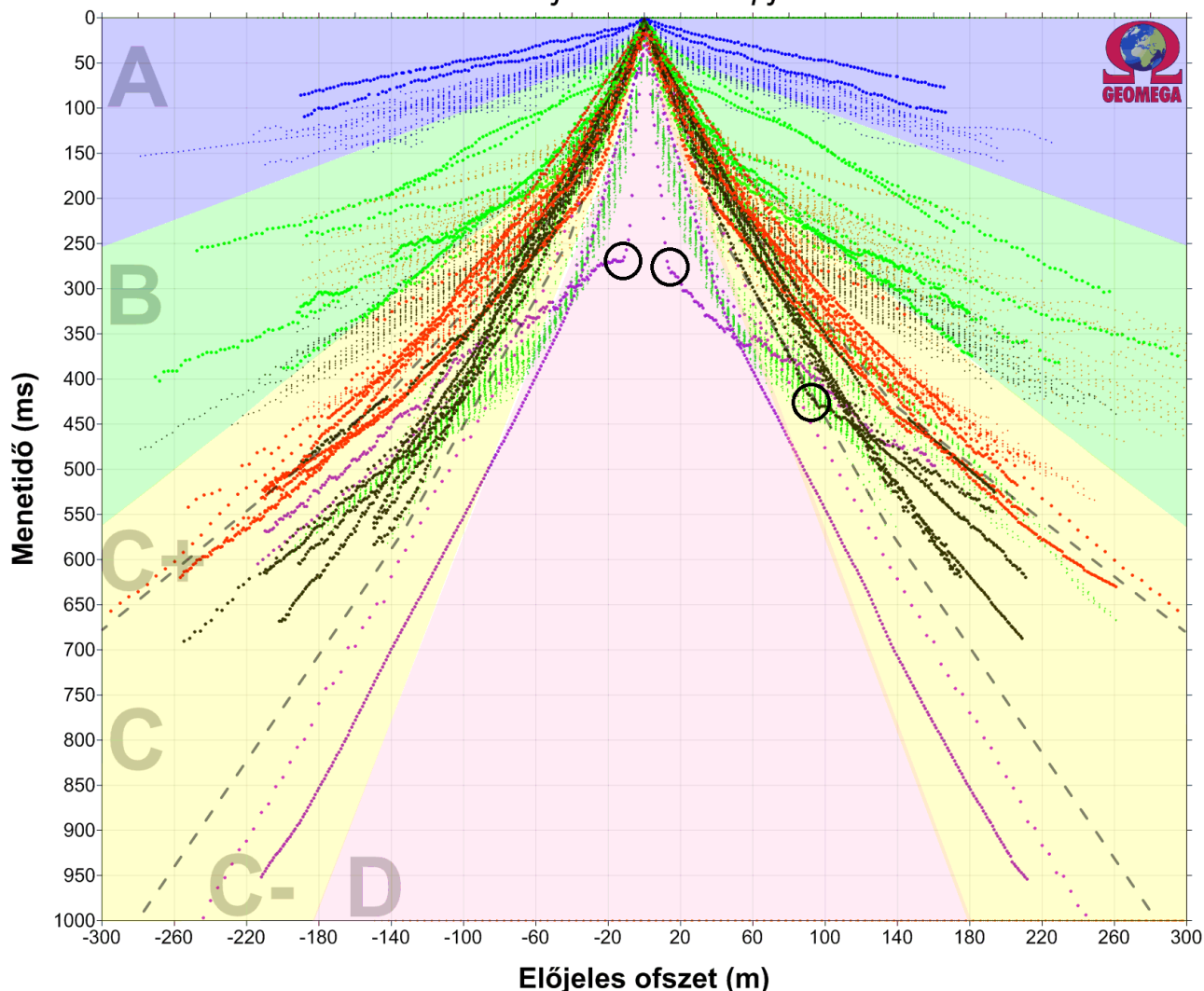
Az adott mérési helyszín geomorfológiai típusba sorolását Magyarország Nemzeti Atlaszában Felszínalaktan térképe (Kocsis 2018, méretarány: 1: 1 000 000), továbbá Magyarország fedett földtani térképe (Gyalog et al. 2005, méretarány: 1: 100 000) segítségével végeztük el. A földtani térkép információkat tartalmaz az adott földtani egység kőzetminőségén felül a koráról és kialakulási környezetéről. Ezekkel az információkkal a földtani térképen is azonosítani tudtuk az egyes geomorfológiai egységeket és a térkép nagyobb méretaránya révén – a DTM együttes alkalmazásával – pontosabban lehatároltuk az egységek határait. A mérési helyszín jellemző lejtőszögét raszteres domborzatmodellek segítségével határoztuk meg.

A projektben rendelkezésünkre állt az ország 1:10 000 méretarányú topográfiai térképeinek szintvonalaiából generált 30 m felbontású domborzatmodell. Ez a nemzetközi szakirodalomban túlnyomórészt talajosztályozás céljából alkalmazott SRTM-mel ellentétben a lombkorona felszíne helyett a földfelszín magasságát tartalmazza. Ugyanakkor az alkalmazott interpolációs módszer miatt a kis lejtésű területeken a DTM nem ábrázolja megfelelő változatossággal a felszínt, vagy az teraszos jellegű. Szintvonalanként keletkezik ugyanis egy, a valóságnál meredekebb szakasz, ezek közt pedig egy teljesen lapos térszín. E hiányosságot kiküszöbölendő 200 m sugarú mozgó ablak segítségével simítottuk a domborzatmodellt, továbbá nagyon kis lejtés esetén saját domborzatmodellt generáltunk az ingyenesen elérhető régi topográfiai térképek szintvonalai alapján.

A felhasznált domborzatmodellekből százalékos lejtés rasztert generáltunk, azok értékeit használtuk fel a mérési helyszín jellemzéséhez. Minden mérési helyszín 300 m-es sugarú környezetének képpontjait vettük alapul, de csak az adott geomorfológiai egységen belül. Ha tehát a mérési helyszín 300 m-es környezetén belül más kőzettani/geomorfológiai egység is megjelent, annak lejtőszög-értékeit nem vettük figyelembe. Néhány esetben a térképek méretarányukból adódó pontatlanságát a domborzatmodell alapján korrigáltuk, a geomorfológiai egység határát ennek

megfelelően módosítottuk. Az említett 300 m sugarú környezetben belül kigyűjtöttük a raszteres lejtésmodell képpontjainak statisztikáit (képpontok száma, átlag, medián, szórás, minimum, maximum, módusz, variancia), majd az átlagértéket a V_{S30} függvényében ábrázoltuk (7.2.3. ábra).

Egy pontra vonatkoztatott S-hullám menetidőgörbék 55 saját mérés alapján

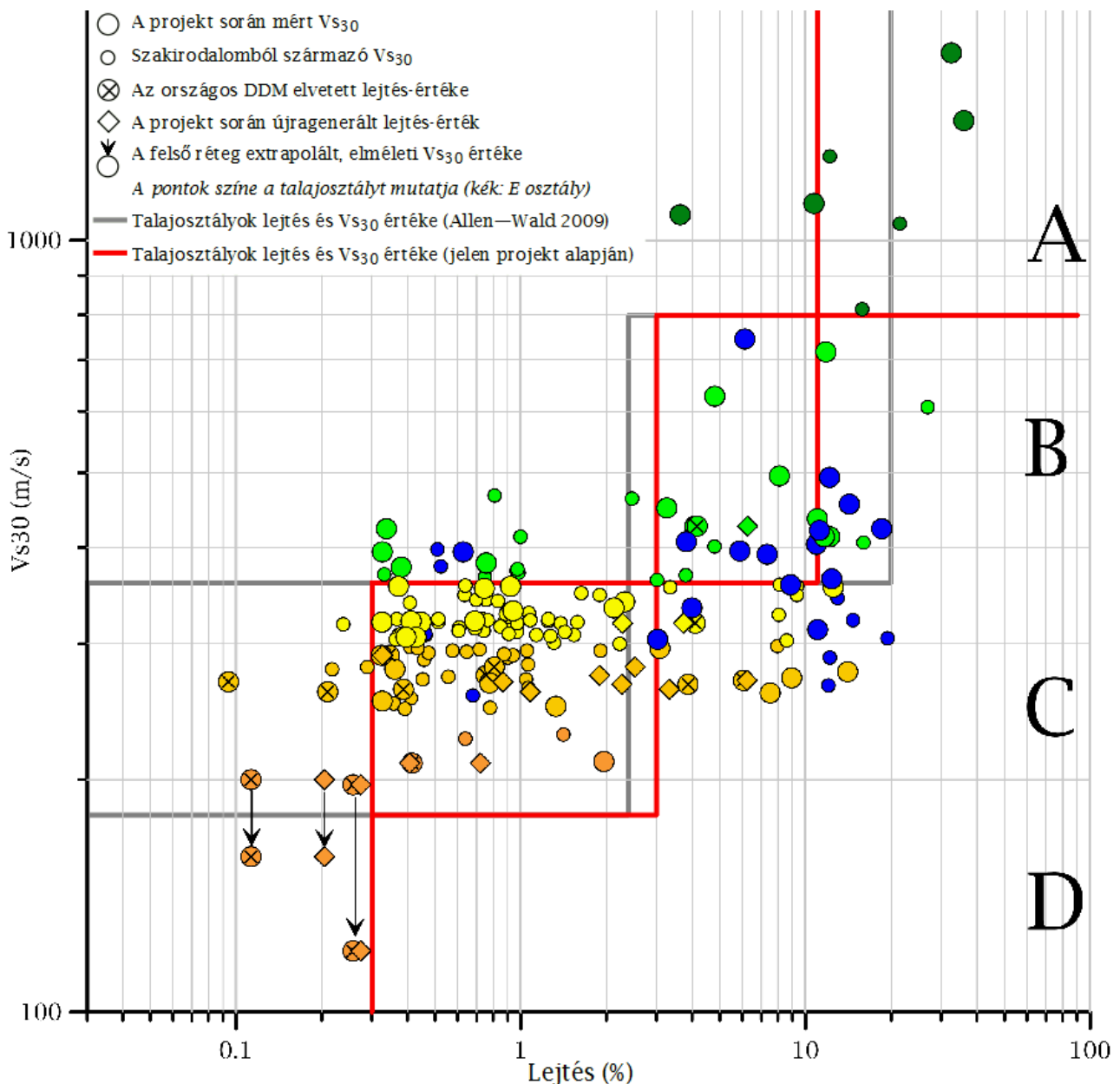


7.2.2. ábra: Egy pontra vonatkoztatott S-hullám menetidőgörbék 55 saját mérés alapján. Néhány jellegzetes törési pontot jelöltünk (fekete körök). A nagy betűk az Eurocode 8 talajosztályok tartományát jelölik.

A 7.2.3. ábrán piros vonallal jelöltük az egyes talajosztályok általunk javasolt százalékos lejtés értékeit (D: < 0,3%, C: 0,3–3%, B: 3–11%, A: 11%<). Összehasonlításképpen szürke vonallal Allen and Wald (2009) globális vizsgálatait és kis felbontású domborzatmodell alapján javasolt értékeit is ábrázoltuk. A kapott lejtés értékeket felhasználtuk térképünk előállításánál.

A D talajosztály domborzatmodellből generált lejtés raszterrel való ábrázolása a modell hibái miatt félreértésekre adna okot, hiszen az interpoláció sajátosságai miatt kis lejtésű területeket a valóságnál kisebb lejtéssel ábrázolná. Méréseink alapján azonban kiderült, hogy ebbe a kategóriába csak a legfiatalabb, legalacsonyabb morfológiai helyzetben levő ártéri és tavi üledékek esnek, ha azok elérik a kellő vastagságot. Emiatt ezeket a területeket domborzatmodell segítségével térképeztük. A markáns tereplépcsőket vizuálisan kiemelve vektorizáltuk az adott vízfolyás, vagy tó legalacsonyabb

morfológiai szintjét. Az ezt alkotó üledék kőzettípusát és korát a földtani térképen ellenőriztük.

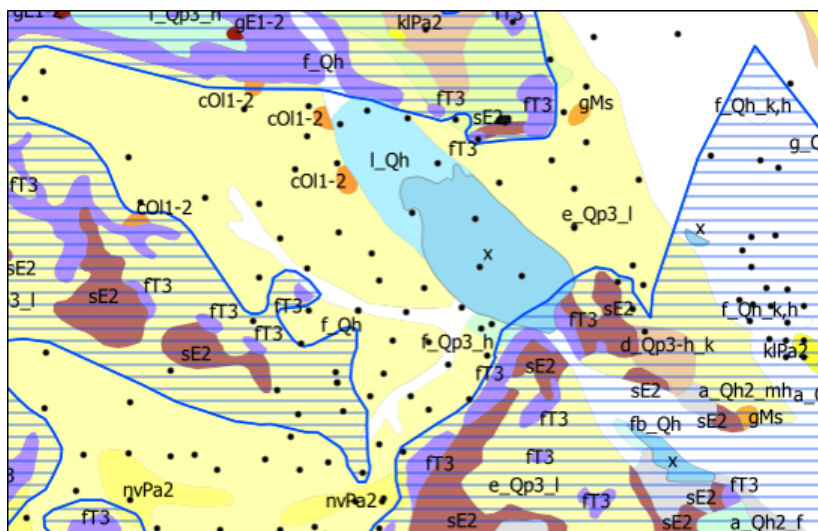


7.2.3. ábra: A mérési helyszínek környezetében mért átlagos lejtőszög és a mért V_{s30} összefüggése a javasolt kategóriahatárok feltüntetésével. A pontok színe a V_{s30} és a V_s trend által meghatározott talajosztályt mutatja (sötétzöld: A, világoszöld: B, sárga árnyalatai: C, kék: E). A lejtést a vonatkozó szakirodalomnak megfelelően százalékban adtuk meg. 1% lejtés 100 m vízszintes távolságon 1 m emelkedés.

Ismerve a folyóvízi üledékek sajátosságait, vagyis hogy akár méterről méterre előfordulhatnak nagyobb szilárdságú üledékek is, a térképi szimbólumot „potenciális D talajosztály”-nak neveztük. Tapasztalataink alapján D talajosztályba csak akkor esik egy terület, ha a fiatal, laza üledék kellő vastagságú. Emiatt fúrási adatbázisunk segítségével, ami az egyes fúrások rétegsorát tartalmazza, elkülönítettük azokat a területeket, ahol a kvarter üledék vastagsága nem haladja meg a 25 métert. Ezeket a területeket külön térképi szimbólummal ábrázoltuk.

Hasonló módszerrel térképeztük a potenciális E kategóriát, vagyis azon szilárd kőzetkibukkanásokat övező területeket, ahol az „aljazat” várhatóan sekélyebb, mint 20 m. Itt is a

„potenciális E kategória” kifejezéssel élünk, hiszen előfordulhatnak a kijelölt zónán belül markáns mélyülések is. Továbbá olyan területek is előfordulhatnak, ahol az aljzati elemek megközelítik a felszínt, de azt nem érik el azt és fúrásokból sincs információnk a sekély helyzetükről. A 7.2.4. ábrán látható, hogy egyes helyeken a potenciális E kategória határa közvetlenül a kibukkanások vonalában húzódik (7.2.4. ábra északi része). Máshol a kibukkanásoktól már távolabb, de még mindig azokat követve (7.2.4. ábra nyugati része–közepe), de helyenként akár kibukkanásoktól akár kilométeres távolságra húzódik (7.2.4. ábra keleti része).



7.2.4. ábra: Példák a potenciális E talajosztály kibukkanásoktól való távolságára. A kivágat mérete kb. 7 x 4,5 km. A lila árnyalatai a kibukkanó aljzati, a kék sraffozott terület a térképezett potenciális E talajosztály kiterjedését, a fekete pontok a felhasznált fúrások elhelyezkedését mutatja.

7.2.4. Ábrázolt térképi elemek

Az új szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térképen (10. melléklet) a lejtőszög alapján becsült talajosztályokat a térkép háttérének színezésével mutatjuk be, ahol a zöld árnyalataival a kevésbé, a vörös árnyalataival az inkább veszélyeztetett területeket ábrázoljuk. Ahogy a módszertani résznél említettük ezen ábrázolás esetében a vörös színek kiterjedése kevésbé megbízható. Továbbá olyan területek is ezzel a színnel jelennek meg, melyek ugyan idős, de mégis (közel) sík felszínt adnak (kavicsteraszok, löszplatók, hegyerincek stb.). Ennek kiküszöböléséért és a valóban veszélyeztetett területek jobb hangsúlyozása érdekében piros csíkozással jelöltük a fiatal, laza üledékekkel jellemezhető területeket, ezeken belül is elkülönítve a 25 méternél sekélyebb és mélyebb negyedidőszaki üledékkitöltést.

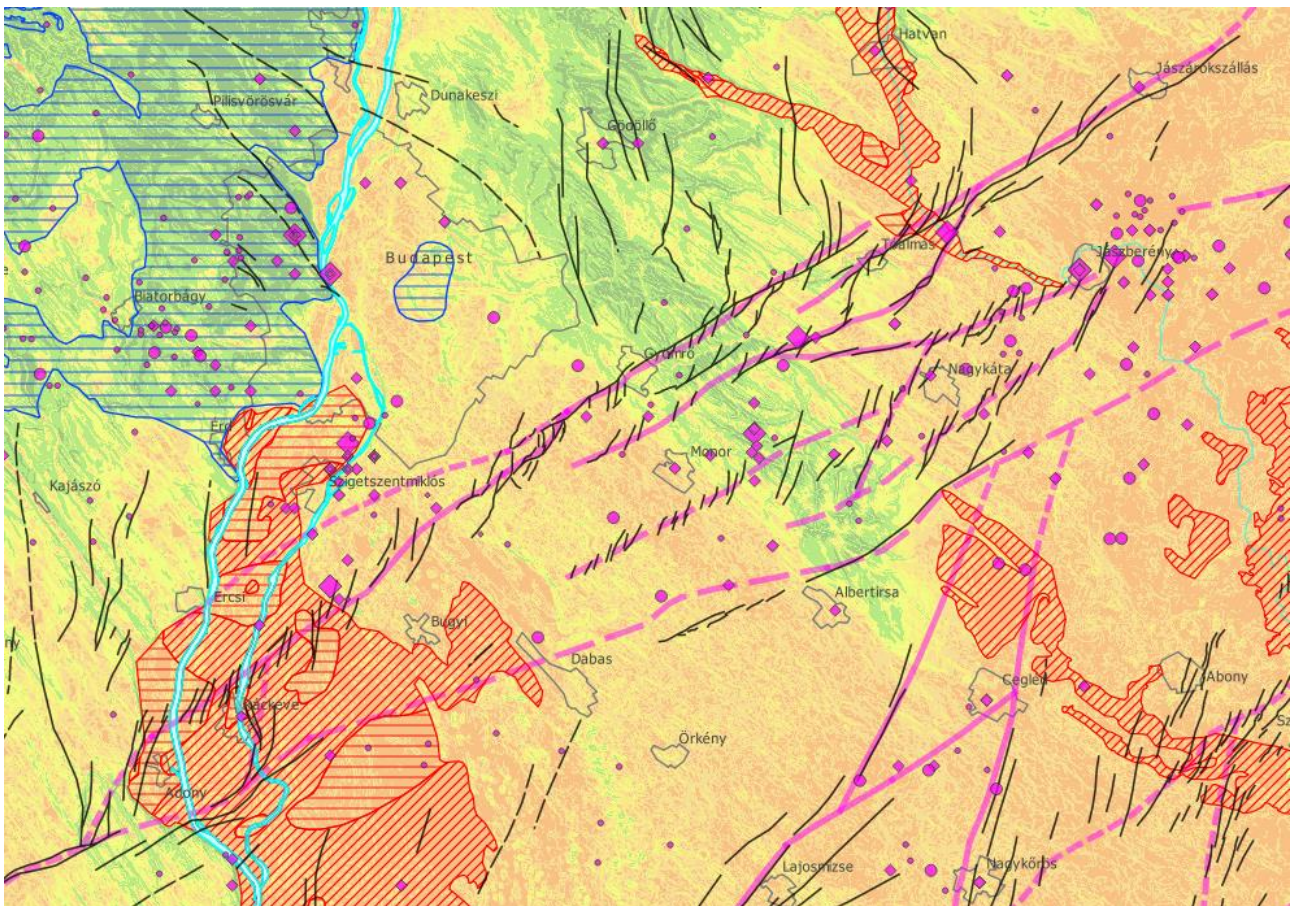
A földrengések tekintetében a szeizmotektonikai térképhez (9. melléklet) hasonlóan a legkisebb regisztrált események helyszínét is bemutatjuk, hiszen az 1:500 000-es méretarány lehetővé teszi ezek ábrázolását. A kis magnitúdójú földrengések ($M < 2$) bemutatása szakmai szempontból is fontos, hiszen ezek hiába nem okoznak érezhető felszíni hatást, de a térbeli helyzetük előzetes információval szolgál a nagyobb visszatérési idejű, nagyobb erejű rengésekről. A térképen külön szimbólummal jelöltük a modern műszeresen detektált földrengéseket, hiszen azok helye és magnitúdója is lényegesen megbízhatóbb a történelmi rengéseknél és a megelőző időszakok műszeresen meghatározott eseményeinél.

Az aktív vetők esetében – a szeizmotektonikai térképhez hasonlóan (9. melléklet) – elkülönítettük

az aktív, valószínűleg aktív és potenciálisan aktív vetőket. Ezen térképi elemek ábrázolása a szeizmotektonikai veszélyeztettség szempontjából azért fontos, hogy lássuk, mely területeken várhatók vető menti elmozdulások. Ezek olyan helyszíneken is okozhatnak ugyanis földrengéseket, ahol a műszeres és egyéb észlelések mindezülig nem mutattak érdemi szeizmikus aktivitást. Az aktív vetőket a neotektonikus vetők pre-pannónai „gyökérvonalainak” (lásd 6.4. fejezet) felhasználásával jelenítettük meg, tekintettel arra, hogy a földrengések hipocentrumai ezekhez kapcsolhatók.

A neotektonikus vetők ábrázolása (fekete színnel) eltér a földrengések és az aktív vetők lilás színétől. Ezek a vetők már a mélybeli pre-pannónai „gyökérvonalak” felszín közeli manifesztációját mutatják be, így egy esetleges felszínre kifutó elmozdulás helyzetét is jobban reprezentálják.

A térképen a legveszélyeztetettebb területeknek tekinthetjük azokat, ahol nagyobb számú földrengést, vagy ilyen területhez kapcsolódó aktív vetőt láthatunk, továbbá potenciális D, vagy E talajosztály fordul elő. Ilyenek például Csurgó–Nagykanizsa, Zalaszentgrót, Répcelak (Bük–Mihályi–Sárvár háromszög), Komárom, Várpalota–Mór, Pincehely, Csepel (7.2.5. ábra), Szabadszállás, Heves, Hatvan–Jászberény (7.2.5. ábra) és Miskolc környéke, továbbá a Bakony keleti fele, a Vértes, a Dunazug-hegység déli fele, a Diósjenői-vonal, a Bükk déli fele és előtere, valamint a Zempléni-hegység délnyugati oldala. Mindazonáltal fontos hangsúlyozni a térkép országos áttekintő jellegét, így az semmi esetre sem helyettesíti egy-egy kritikus beruházásnál a konkrét helyszín részletes geológiai-geofizikai vizsgálatát.



7.2.5. ábra: Budapest déli-délkeleti szomszédságának szeizmotektonikai veszélyeztetettsége: a területen aktív vetők húzódnak (a Balaton–Tóalmás vetőzóna elemei), földrengés góccok figyelhetők meg és nagy területet fednek potenciális D és potenciális E talajosztályba tartozó területek. A jelkulcsot ld. a 10. mellékleten.

7.2.5. Összefoglalás

A szeizmotektonikai térkép (9. melléklet) szintetizálja azon a szeizmológiai, tektonikai és geodinamikai ismeretanyagot, amely segítségével megérthetjük a hazánkban aktív tektonikai-geodinamikai folyamatokat. A szeizmotektonikai veszélyeztettség térkép (10. melléklet) ezek közül felhasználja azokat az elemeket, melyek információkat nyújthatnak a társadalom részére arról, hogy mely területeken fordulhatnak elő földrengések, illetve vető menti elmozdulások. Ezeket kiegészítik a talajosztályok térképezett elemei, melyek azt mutatják be, hogy földrengések esetén hol milyen mértékű rengéserősítő hatással kell számolnunk. Térképünk tájékoztató jellegű, méretaránya miatt átnézetes képet nyújt hazánk veszélyeztetettségi viszonyairól kijelölve a kisebb, illetve a nagyobb veszélynek kitett területeket. A jövőbeli kutatások e területek elhelyezkedését és kiterjedését az újabb eredmények alapján módosíthatják. Munkánk során több esetben is dolgoztunk olyan területen, ahol aktív vető jelenlétét feltételeztük, de annak létére ma még nem áll rendelkezésre elegendő bizonyíték. A földrengés katalógus bővülése újabb területek veszélyeztettségére világíthat rá a jövőben. A szabványban rögzített talajosztályozási rendszer hibáit is megismertük és elindultunk egy olyan irányba, amellyel még pontosabban tudjuk térképezni a különböző területek és földtani egységek rengés erősítő hatásait.

Jó szívvvel javasoljuk a térkép használatát azoknak, akik érdeklődnek egy-egy terület veszélyeztetettsége iránt. Újfént hangsúlyozzuk azonban, hogy egy-egy szakmai döntés, vagy konkrét beruházás előtt kellően átgondolt és precízen kivitelezett helyi geofizikai mérésekre és csatlakozó (mérnök-) geológiai vizsgálatokra van szükség a pontos veszélyeztettség megállapítására.

7.3. Mély üledékek módosító hatásának vizsgálata

7.3.1. Bevezetés

Magyarország szeizmicitása közepesnek tekinthető, *Bus és Tóth (2007)* tanulmánya alapján a hazánkban várható legnagyobb földrengés magnitúdója közelítőleg 6,4, de a veszélyeztetettséget leginkább az ennél kisebb, közepes magnitúdójú rengések határozzák meg. A környező országokban azonban, így például Szlovéniában, Horvátországban és a romániai Vrancea-zónában a múltban előfordultak, és a jövőben is keletkezhetnek ennél nagyobb, akár 7-nél nagyobb magnitúdójú földrengések. A különböző magnitúdójú földrengések által keltett szeizmikus hullámok spektrális összetétele különbözik egymástól. Általánosan megfigyelhető, hogy a közeli, kisebb magnitúdójú földrengések spektrumában általában a magasabb frekvenciák dominálnak, míg az erősebb rengéseknél már jelen vannak az alacsony frekvenciás (hosszú periódusú) összetevők is.

Jól ismert, és az előző fejezetekben már bemutatásra került, hogy a helyi geológiai viszonyok jelentősen befolyásolják a földrengések által okozott talajmozgást. Általánosságban megfigyelhető, hogy az üledékes kőzetekből felépülő területeken általában nagyobb károk keletkeznek. Az erősítés mértéke függ egyrészt az üledékes rétegsor jellemzőitől, másrészt a beérkező hullámok spektrális összetételétől.

A valószínűségi földrengés-veszélyeztetettségi számítások (PSHA) során a helyi geológia módosító hatását nagyrészt az S-hullámok felső 30 m-beli átlagsebességével, a V_{S30} paraméterrel veszik figyelembe. A számítást a legtöbbször egy mérnökszeizmológiai értelemben vett alapkőzetre, az Eurocode 8 európai szabvány alapján például egy 800 m/s-os V_{S30} értékkel jellemezhető, keményebb referencia talajra végzik el.

Az átlagos, civil építményekre alkalmazható földrengés-biztonsági szabványokban, így pl. az Eurocode 8-ban, a vizsgált helyen jelen lévő felszínközeli laza üledékek erősítő hatását az ott, helyben mért V_{S30} értékeket felhasználva veszik figyelembe. Ez, együtt a felszínközeli erős sebességkontraszok által okozott rezonanciákkal, az esetek nagy részében jól használható paraméter az erősítés jellemzésére. A V_{S30} értékek országos térképét, és azoknak a területeknek a határait, ahol a talaj nagyfrekvenciás rezonanciájára lehet számítani, a 7.2. fejezetben bemutatott szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térkép tartalmazza.

A referenciának tekintett $V_{S30} = 800$ m/s-os érték a kompaktálódott üledékekre, puhább kőzetekre jellemző, például ilyen sebességű pannóniai üledékek egy részletesen vizsgált hazai kutatási területen közelítőleg 150 m-es mélységben kerültek feltárássra. Nem mindegy azonban, hogy ez alatt keményebb kőzetek, vagy nagyobb vastagságú üledékek találhatók, amelyek a hosszú periódusú hullámösszetevők jelentős erősítését okozhatják.

A mélyebb üledékek által okozott alacsony frekvenciás nagyítás, a mélyben elhelyezkedő határfelületek által okozott rezonanciák figyelembe vétele főként a nagyobb szerkezetek tervezésénél szükséges. A különféle szerkezetek rezonanciafrekvenciáját számos mérnökszeizmológiai cikkben vizsgálták, amelyekben a szerzők különféle összefüggéseket vontak le a szerkezetek tulajdonságai és a rezonanciafrekvenciájuk között.

Mohseni et al. (2014) numerikus számítások és elméleti módszerek segítségével keresett kapcsolatot a hidak rezonanciafrekvenciája és a támaszköz, illetve a sávok száma között. Vizsgálatai alapján minél nagyobb a távolság a két támasz között, a rezonanciafrekvencia annál kisebb lesz. Például egy 17 méter széles híd esetén, 90 méteres támaszközzel közelítőleg 0,6 Hz a híd

rezonanciafrekvenciája. Viszonyításképp, az M7-es autópályán található, Zamárdit és Balatonszárszót összekötő Kőröshegyi völgyhíd tipikus támaszköze 120 méter (Kollár 2008), az Újpestet és Budakalászt összekötő Megyeri híd legnagyobb támaszköze 300 méter (Kisbán 2008), míg a Lágymányost és Ferencvárost összekötő Petőfi hídé 154 méter (Hajós et al. 2007). Természetesen még számos paramétertől függ a szerkezetek sajátfrekvenciája, de a felsorolt hidak rezonanciafrekvenciája nagy valószínűséggel kisebb 0,6 Hz-nél.

Az épületek rezonanciafrekvenciáját is sokan vizsgálták, és általánosságban elmondható, hogy minél magasabb egy épület, annál kisebb a rezonanciafrekvenciája. Ellis (1980) 163 épületen végzett rezgésmérés alapján kapott összefüggése szerint megkaphatjuk az épület rezonanciafrekvenciáját, ha a 46-ot elosztjuk az épület magasságával. Természetesen ez egy erős közelítés, mivel a rezonanciafrekvenciát további tényezők, mint például az épület anyaga is befolyásolja. Az alacsony rezonanciafrekvenciának főleg a magas épületeknél van jelentősége, amelyből itthon viszonylag kevés található. A közelmúltban átadott MOL Campus irodaház jelenleg a legmagasabb épület hazánkban a 143 méteres magasságával*. Az összefüggés szerint egy ilyen magas épület sajátfrekvenciája közelítőleg 0,3 Hz körül van, ami nagy üledékvastagság esetén akár egybe is eshet a talaj rezonanciafrekvenciájával.

Mély üledékek módosító hatásának vizsgálatáról számos publikáció megjelent a szakirodalomban, például Sekiguchi és munkatársai (Sekiguchi et al. 2008) az Oszakai-medence, Pratt és Schleicher (2021) az USA délkeleti részén húzódó Parti-síkság (Atlantic Coastal Plain, ACP), Mascandola és munkatársai (Mascandola et al. 2021) a Pó-síkság üledékeinek alacsony frekvenciás a módosító hatását vizsgálták.

A Pannon-medence több részmedencéből álló, geológiai értelemben fiatal üledékes medence, amelyet különböző vastagságú neogén üledékek töltenek ki. Az üledékvastagság helyenként meghaladja a 7 km-t. Földrengések esetén a medencealjzat mély medencéi és kiemelkedései, az üledéken belül diszkordanciával egymásra települő üledékes formációk komplex módon befolyásolják a felszínen tapasztalható mozgás erősségét. A projekt keretében ezért a medence mély üledékeinek alacsony frekvenciás módosító hatásának vizsgálatát is célul tűztük ki.

7.3.2. Alkalmazott módszerek

A vizsgálatot kísérleti módszerekkel, a mikroszeizmikus háttérzaj felvételeken alapuló horizontális és vertikális spektrális arányok (HVSR) számításával, valamint a standard spektrális arányok (Standard Spectral Ratio, SSR) módszerével végeztük.

A HVSR-módszer (Nakamura 2000) lényege, hogy ha a mikroszeizmikus háttérzaj horizontális és vertikális komponensének spektrális hányadosát számítjuk, és a kapott értékeket ábrázoljuk a frekvencia függvényében, akkor az így kapott görbén látható csúcs helye (f_0) nagy megbízhatósággal kijelöli a felszínközeli rétegek első rezonanciafrekvenciáját, a csúcshoz tartozó amplitúdó (A_0) pedig használható a laza rétegek módosító hatásának egy kvalitatív becslésére. Mivel az eljárás mikroszeizmikus háttérzaj felvételek kiértékelésén alapul, ezért alacsony-közepes szeizmicitású területeken és városi környezetben egyaránt alkalmazható. Egyállomásos módszer, vagyis nincs szükség mellette egy kőzetten elhelyezett referenciaállomásra.

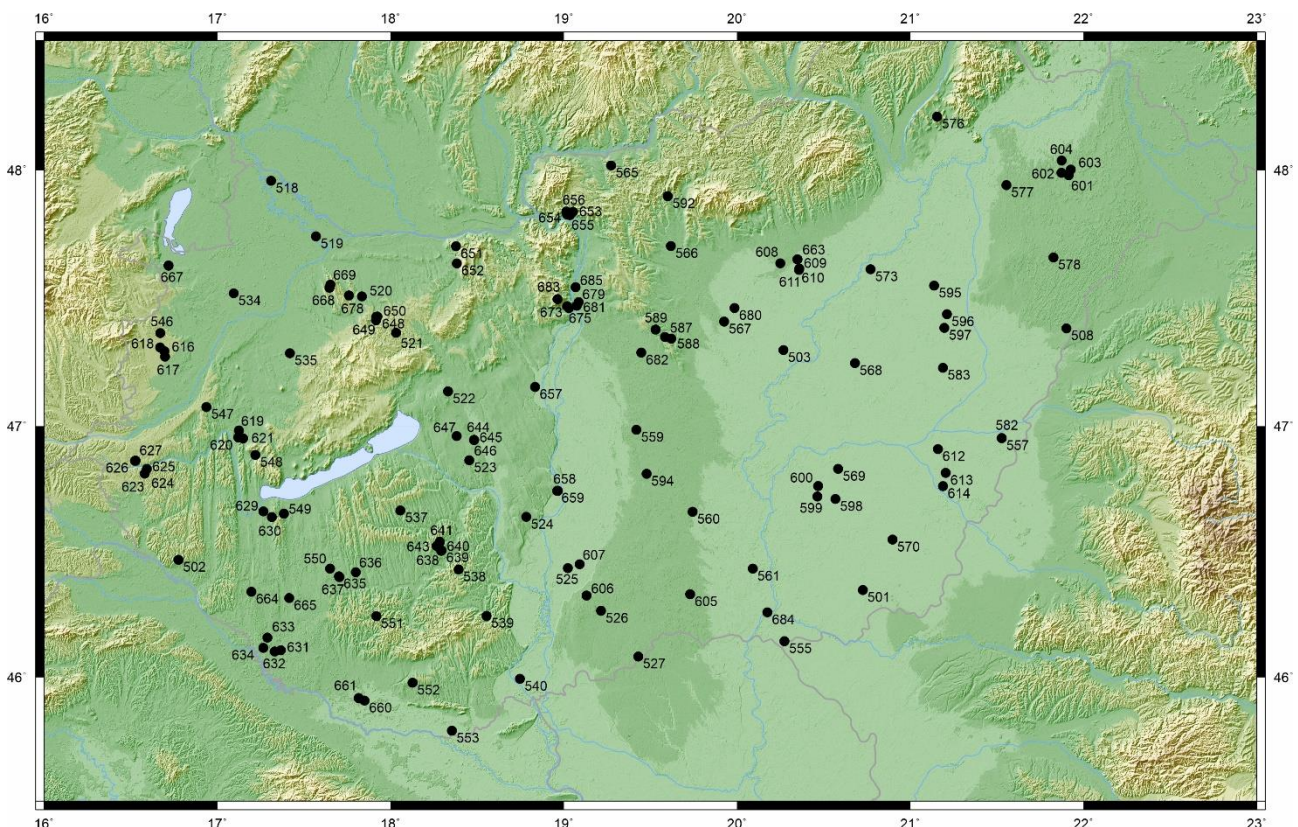
Az üledékes rétegsorok erősítésének becslésére a kísérleti módszerek közül a legmegbízhatóbbnak a standard spektrális arány módszer tekinthető. Az eljárás során egy üledékes állomáson regisztrált

* <http://molcampus.hu/szekhaz>

földrengéshullám amplitúdó spektrumát hasonlítjuk össze egy közeli kőzetkibúváson egyidejűleg mért regisztrátum spektrumával. Az eljárást *Borcherdt (1970)* tette széles körűen elterjedtté, mint egy lehetséges módszert a helyi geológia erősítő hatásának becslésére. Az eljárás alkalmazhatóságának a feltétele, hogy a két vizsgált állomás egymáshoz közel helyezkedjen el, hogy a terjedési utak különbségei minél kevésbé befolyásolják a mért hullámalakot.

Mind a HVSR, mind az SSR-módszerrel végzett vizsgálatok nagy részét a felszínközeli rétegek – főként horizontális – módosító hatásának becslése céljából használják, azonban az eljárások felbontása, behatoló képessége az alkalmazott műszerek, mérési időtartamok és paraméterek megválasztásától függ. Korábbiakban a két módszert mi is csak kis mélységű kutatásokra használtuk (*Lednická et al. 2015; Győri et al. 2015, 2016, 2021*), amihez rövid periódusú szeizmométerek használata, valamint rövid, fél óránál kevesebb mérési időtartam is megfelelő. Szélessávú műszerek segítségével, és hosszabb mérési időtartammal viszont a mélyebb réteghatárok által okozott alacsony frekvenciás rezonanciát és nagytávolságokat is tudjuk vizsgálni.

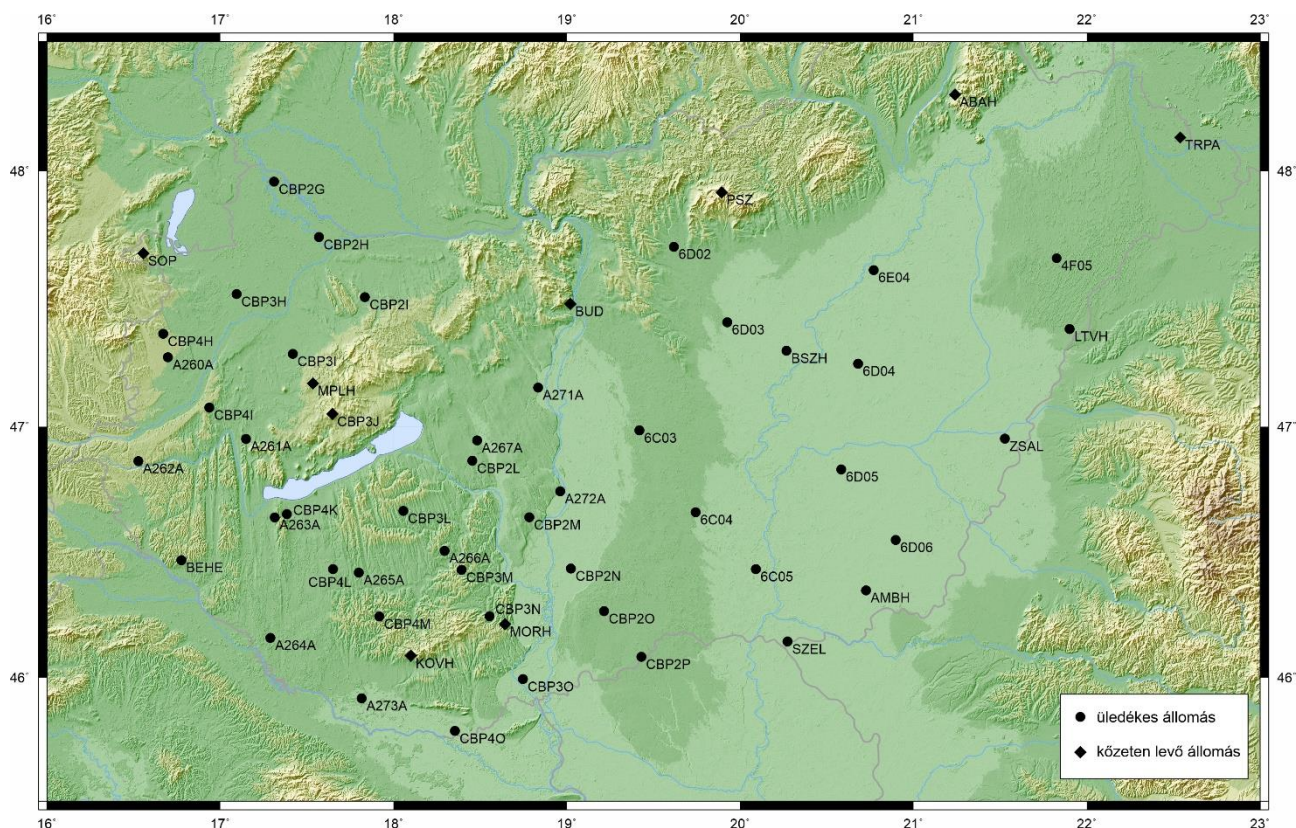
A HVSR-módszer alkalmazása során a rezonanciafrekvenciák értékeit a magyarországi állandó és ideiglenes állomások mikroszeizmikus háttérzaj regisztrátumait, valamint különböző projektek állomáskereséséhez kapcsolódó zajmérések felvételeit felhasználva határoztuk meg. A számításokhoz minden esetben legalább 3 órás éjszakai, minél kevesebb emberi tevékenységből származó magas frekvenciás zajkomponenst tartalmazó regisztrátumot töltöttünk le. Összesen 144 pontra végeztük el a számításokat, a felhasznált mérések helyszíneit a 7.3.1. ábra mutatja.



7.3.1. ábra: A rezonanciák meghatározásához felhasznált zajmérések helyszínei.

Az SSR-módszer alkalmazásához az országban működő állandó állomások, valamint a CBP (Carpathian Basin Project), az SCP (South Carpathian Project) és az AlpArray projektek ideiglenes állomásainak felvételeit használtuk, elhelyezkedésüket a 7.3.2. ábra mutatja. Az üledéken és a kőzetkibúváson található állomások viszonylag nagy távolsága miatt csak távoli, teleszeizmikus

földrendések regisztrátumait tudtuk felhasználni az erősítés becslésére. Pratt és Sleichert (2021), az USA délkeleti részén húzódó Parti-síkság üledékeire végzett vizsgálataik alapján megerősítették, hogy a teleszeizmikus földrendések beérkező hullámai jól használhatók az üledékes területek helyi hatásának jellemzésére.

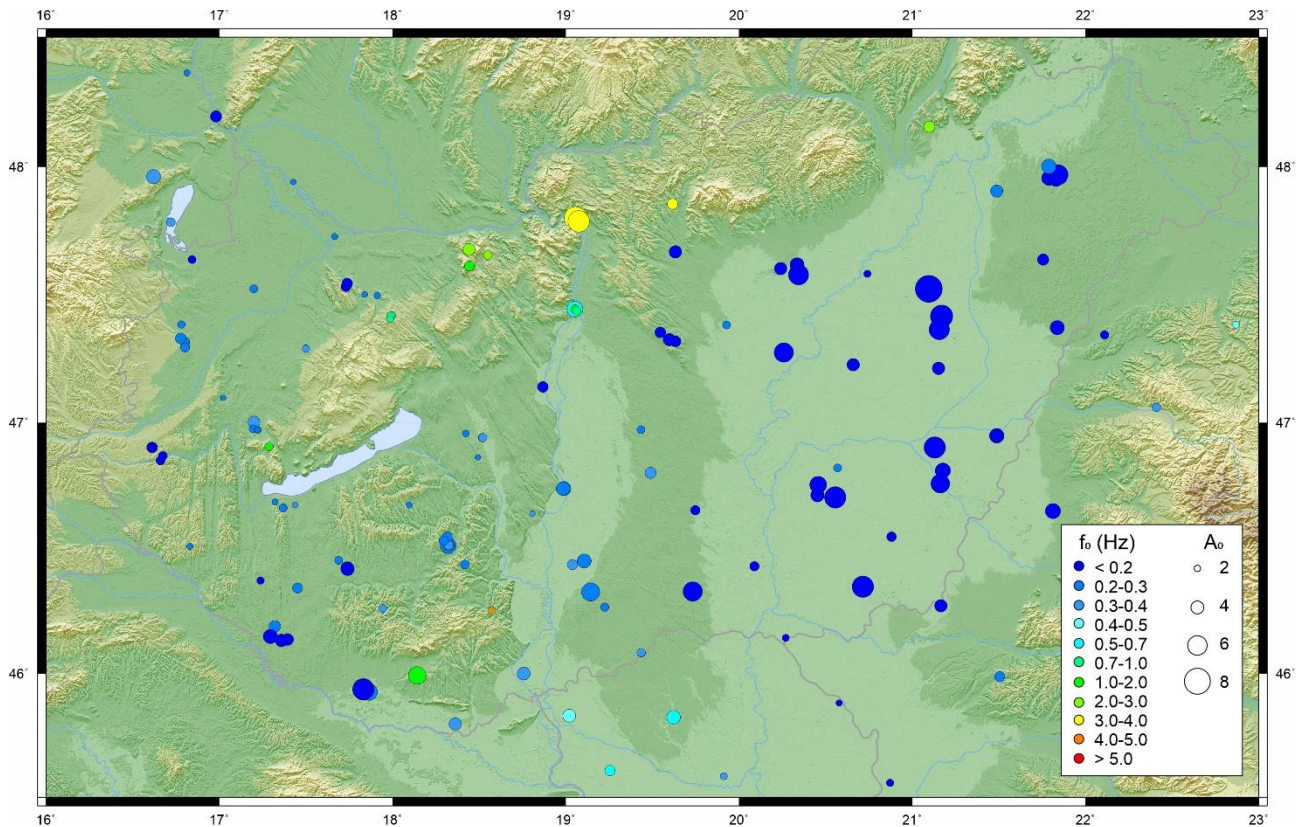


7.3.2. ábra: Az SSR módszer alkalmazásához felhasznált üledékes és a referencia állomásként használt, közetkibúváson található állomások helyszínei.

A projekt keretében minden állomáspárra minimálisan 10 db, 6,5-nél nagyobb magnitúdójú távoli földrendés regisztrátumát töltöttük le, a földrendéseket olyan módon válogatva, hogy az epicentrális távolság minimum tízszerese legyen a vizsgált üledékes és a referenciaállomás közötti távolságnak, és a beérkező földrendéshullámok jel/zaj aránya is megfelelő legyen. A megfelelő feldolgozási lépések (szűrések, műszerkorrekciók, amplitúdó spektrumok számítása és simítása) után mind az átlagos vízszintes, mind a függőleges komponensekre számítottuk a spektrális arányokat.

7.3.3. Eredmények

A HVSR-módszer alkalmazásával kapott rezonanciafrekvenciákat és a rezonanciacsúcsok amplitúdóit a 7.3.3. ábra térképe szemlélteti. A térképen megfigyelhető, hogy a legalacsonyabb, 0,2–0,3 Hz alatti frekvenciák mind a mélyebb üledékes területekhez (Alföld, Kisalföld, Dráva-medence), míg az 1 Hz-nél nagyobbak minden esetben aljzati közetkibúváások környezetéhez kapcsolódnak hegyvidéki vagy dombsági területeken. A 7.3.4. ábra alapján megfigyelhető a rezonanciafrekvencia és az aljzat mélységének korrelációja, bár a korreláció csak közepesnek mondható ($R = 0,68$). A rezonanciacsúcsokhoz tartozó amplitúdók és az aljzat mélysége között viszont – Pratt és Sleichert (2021) vizsgálataitól eltérően – egyáltalán nem találtunk összefüggést.



7.3.3. ábra: A HVSr-módszerrel kapott rezonanciafrekvenciák és a rezonanciacsúcsok amplitúdói.

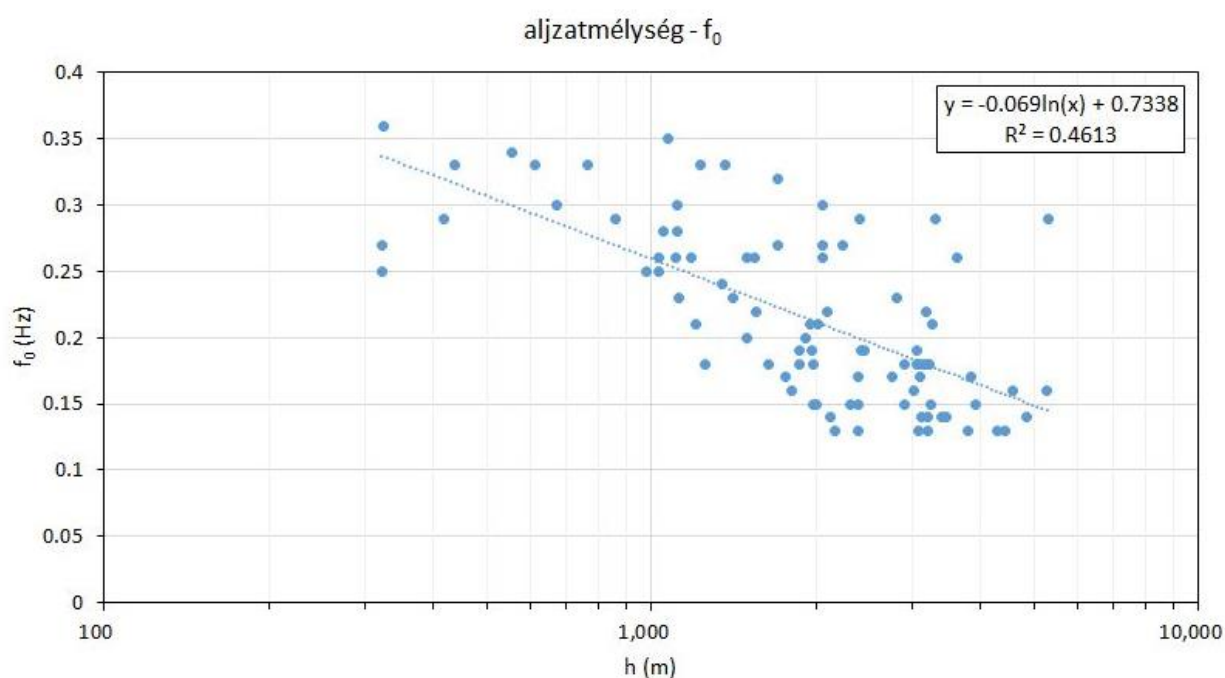
Az SSR módszerrel összesen 48 üledékes állomáson vizsgáltuk a nagyítást, és ábrázoltuk a 0,1–1 Hz-es frekvenciatartományban. Közülük néhányat a 7.3.5. ábrán mutatunk be. A kapott spektrális arány görbék alapján az összes üledékes állomáson megfigyelhető volt valamilyen mértékű erősítés a közeten elhelyezkedő referencia állomásokhoz képest. A HVSr-módszerrel kapott első rezonanciafrekvencia szinte minden esetben egybeesett az SSR-görbéken megfigyelhető nagyítás kezdeti szakaszával (7.3.5. és 7.3.6a ábrák). Az erősítés mértékében már nagyobb változás látható, a HVSr-módszer általában alábecsüli a nagyítás mértékét az SSR-hez képest (7.3.6b ábra).

A földrengésmérnöki gyakorlatban főként a vízszintes gyorsulásokkal, és az üledékeknek a gyorsulásokban megmutatkozó erősítő hatásával foglalkoznak. Ennek oka, hogy az épületekben, szerkezetekben ébredő nyíróerők miatt főként a vízszintes mozgások, azon belül is főként a gyorsulások nagysága a kritikus. Az utóbbi időben azonban nagyobb figyelem fordult a függőleges mozgásokra, és az üledékek által a függőleges mozgásokban okozott nagyításra is. Ugyan a károkat főképp az erős vízszintes rázkódás okozza, de a károk súlyosbitásához az erős függőleges mozgások is hozzájárulhatnak.

Ezért minden állomáspárra kiszámítottuk a vízszintes mellett a függőleges spektrális arány görbéket is. Ezekben a nagyítás kezdete minden esetben a nagyobb frekvenciák felé tolódott el, ahogy az a 7.3.5. és a 7.3.7a ábrákon látható. A két frekvencia igen jól korrelál egymással ($R = 0,87$), a vertikális rezonancia frekvencia közelítőleg másfélszerese a horizontálisnak. Ebből az következik, hogy a vízszintes és függőleges irányú rezonanciát ugyanaz a határfelület okozza, bár szerencsére nem ugyanazon a frekvencián. A 7.3.7b ábrán az is megfigyelhető, hogy a függőleges irányú nagyítások kisebbek a vízszinteseknél.

Az eredmények értelmezéséhez, a rezonanciát illetve az erősítést okozó legmélyebb réteghatár mélységének becsléséhez a Geomega Kft. adatbázisában rendelkezésre álló, és a mérési pontokhoz

közeli fúrások és szeizmikus szelvények eredményeit használtuk fel.



7.3.4. ábra: A HVSR-módszerrel kapott rezonanciafrekvenciák a preneogén aljzat mélységének függvényében.

Az első rezonanciafrekvencia értéke az $f_0 = \bar{V}_S/4H$ egyenlettel becsülhető, ahol H a rezonanciát okozó réteghatár mélysége, \bar{V}_S pedig a felette levő rétegekben az S-hullám átlagsebessége. Az egyenlet segítségével a réteghatár mélysége is becsülhető, ha ismerjük az f_0 értékét és a felette levő rétegekben az S-hullámok terjedési sebességét.

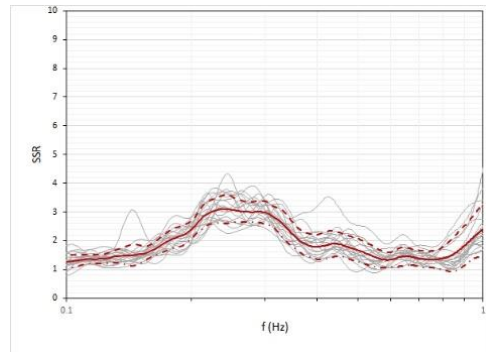
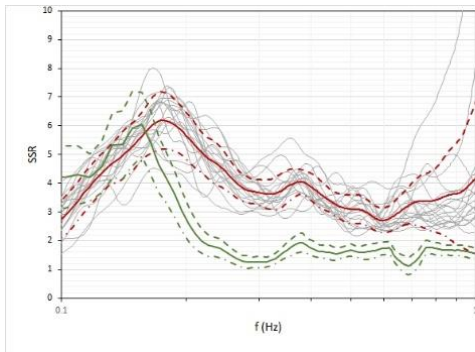
Magyarországon csak viszonylag kevés helyen történt nyíróhullám sebesség mérés, ezért a réteghatárok mélységének a becslésére Pratt és Schleicher (2021), mély üledékekre felállított összefüggését ($H = 147,18 \cdot f_0^{-1,744}$) használtuk. Ezt természetesen nem a hazai üledékekre állították fel a szerzők, de jó kiindulásnak találtuk a rezonanciát okozó réteghatárok mélységének kiszámításához (Topa 2022).

Az összefüggést használva, 16 esetben találtunk korrelációt az aljzattal, 15 esetben valamelyik formációcsoport-tetővel, ebből 7 esetben a miocén rétegekkel, 2 esetben az Endródi Formációval és 2 esetben a Szolnoki, valamint 4 esetben az Algyői Formációval. 17 esetben pedig vagy egyáltalán nem találtunk korrelációt egyetlen formáció tetővel sem, vagy nem álltak rendelkezésre a formációk mélységei. Több esetben tapasztaltuk, hogy az SSR-görbék alapján a rezonanciafrekvenciából kapott aljzattmélység jóval nagyobb volt, mint a mért, valódi aljzattmélység. Így valószínűsíthető, hogy az egyenlet kifejlesztéséhez felhasznált sebességek nagyobbak voltak, mint ami a Pannon-medence mély üledékeire jellemző.

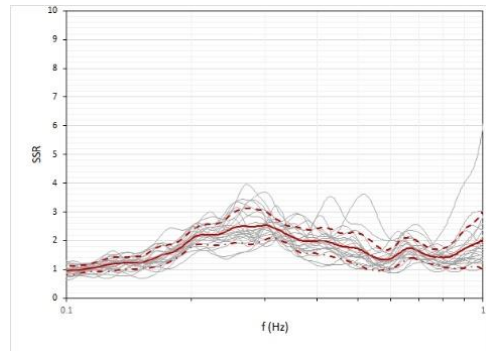
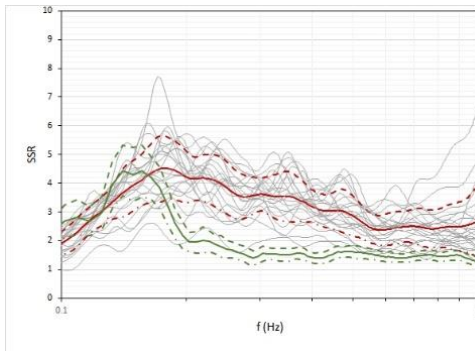
Horizontális erősítés

Vertikális erősítés

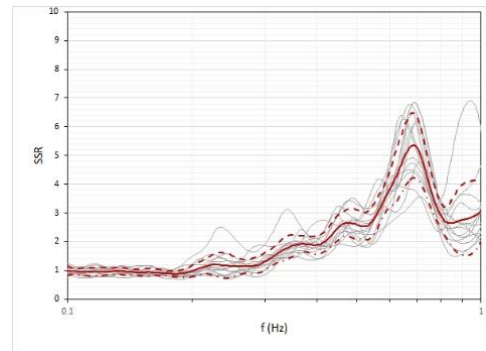
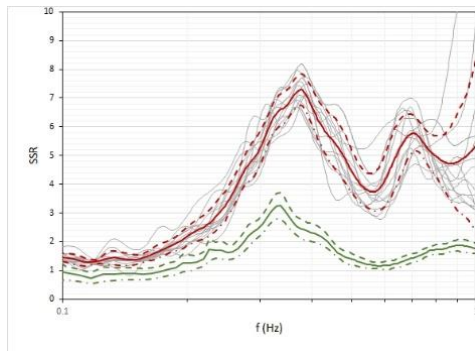
BSZH/PSZ



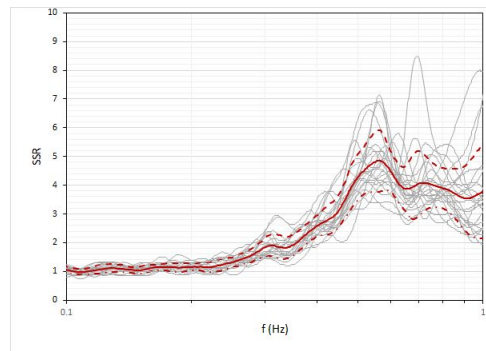
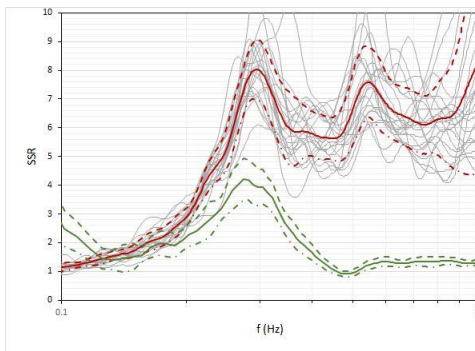
LTVH/PSZ



CBP2N/CBP3J

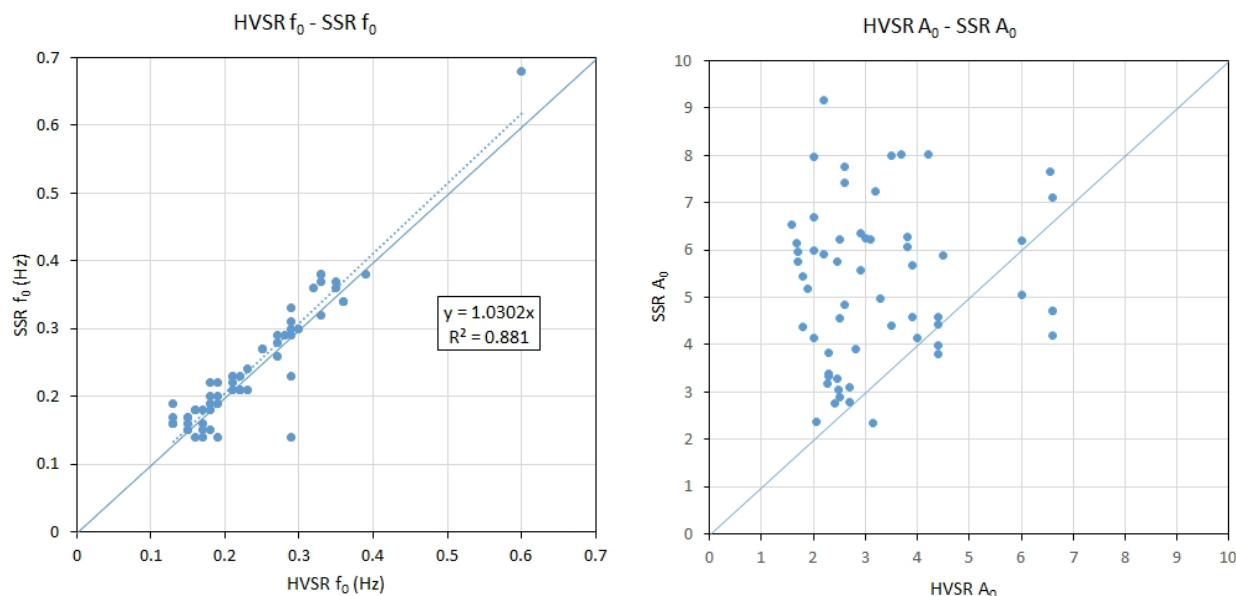


A272A/MORH

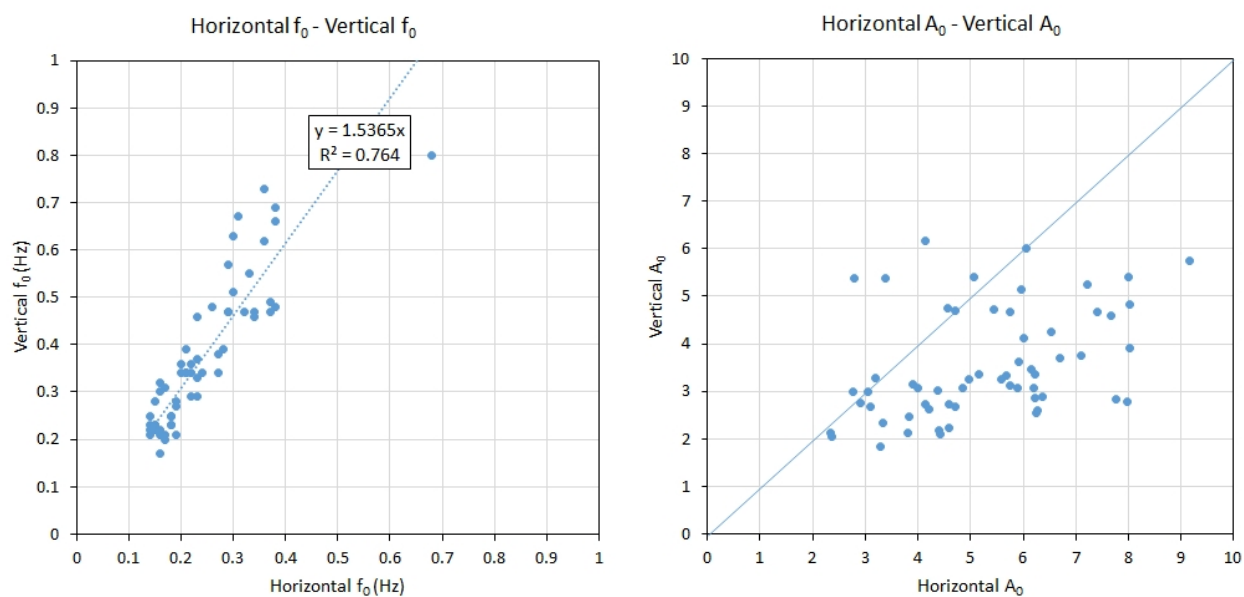


7.3.5. ábra: Az SSR-módszerrel meghatározott horizontális (bal oldali ábrák) és vertikális (jobb oldali ábrák) nagyítások a 0,1 és 1 Hz közötti frekvenciatartományban. A horizontális spektrális arányok (szürke vonallal az egyes rengésekre számított, piros folytonos vonallal az átlagos, szaggatott pirossal a \pm egyszeres szórás görbék) mellett feltüntettük a H/V arány görbéket is (zöld folytonos vonallal az átlagos, szaggatott zölddel a \pm egyszeres szórás görbék)

A kutatás folytatásaként – a 2022-ben indult AdriaArray szeizmikus projekt állomásainak bevonásával – további helyszíneken is szeretnénk vizsgálni a mély üledékek alacsony frekvenciás erősítő hatását. A kutatás során kapott eredmények értelmezését is szeretnénk pontosítani, amihez szükséges még további S-hullám sebesség mérések összegyűjtése. Ezen kívül nagy segítségünkre lehetnek a vertikális SSR-görbékől meghatározott rezonanciafrekvenciák értékei, mivel ezek közvetlen összefüggésben vannak a rutinszerűen alkalmazott P-hullám szeizmikus szelvények kétszeres terjedési idő értékeivel. A mérési pontokhoz közeli szeizmikus szelvények segítségével könnyebben azonosítani tudjuk azokat a határfelületeket, amelyek felett elhelyezkedő üledékes rétegek alacsony frekvenciás erősítő hatását szükség esetén figyelembe kell venni.



7.3.6. ábra: Korreláció a HVS- és az SSR-módszerrel meghatározott első rezonanciafrekvenciák (a) és az azokhoz tartozó amplitúdók (b) között.



7.3.7. ábra: Korreláció az SSR-módszerrel meghatározott vízszintes és függőleges rezonanciafrekvenciák (a) és a hozzájuk tartozó amplitúdók (b) között.

7.3.4. Összefoglalás

A projekt keretében – a felszínhez közeli üledékek erősítő hatása mellett – vizsgáltuk a Pannon-medence mély üledékeinek alacsony frekvenciás módosító hatását is, aminek mindenekelőtt a nagyobb szerkezetek (hidak, tornyok, magas épületek) földrengésbiztos tervezése szempontjából van jelentősége. A kutatást empirikus módszerekkel végeztük. Az egyállomásos horizontális és vertikális spektrális arányok (HVSZ) módszerével az üledékes rétegsor első rezonancia frekvenciáját, a kétállomásos standard spektrális arányok (SSZ) módszerével az üledékek vízszintes és függőleges erősítését vizsgáltuk a 0,1 és 1 Hz közötti frekvenciasávban.

A kapott eredményekből megfigyelhető volt, hogy a mély üledékek – területileg ugyan különböző mértékben – általában felerősítik a földrengések során tapasztalható alacsony frekvenciás mozgásokat. A legalacsonyabb, 0,2–0,3 Hz alatti frekvenciák mind a mélyebb üledékes területekhez (Alföld, Kisalföld, Dráva-medence), míg az 1 Hz-nél nagyobbak minden esetben aljzati közetkibúvások környezetéhez kapcsolódnak. A rezonanciafrekvencia és az aljzat mélysége között közepes mértékű korrelációt találtunk. Az erősítés a vízszintes és függőleges mozgásokban egyaránt megmutatkozott. Nagyobb erősítés a vízszintes mozgásoknál volt látható, de a függőleges komponensben is jelentkezett, amelynek rezonancia frekvenciája pedig közel másfélszerese volt a vízszintesének. Megállapítottuk, hogy a tapasztalt rezonanciákat, illetve erősítéseket csak részben okozza a pre-neogén aljzat, mivel más formációk határai is hozzájárulhatnak a felszíni mozgások felerősítéséhez, az ún. helyi hatáshoz.

A kutatás eredményei segítséget nyújtanak a földrengés-veszélyeztetettségi számítások során alkalmazott csillapodási modellek kiválasztásához, a mély üledékek hatásának figyelembe vételéhez.

8. Összefoglalás

Szerző:
Wéber Zoltán¹

¹ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Magyarország

A projekt végcélját, a szeizmotektonikai, illetve szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térképek megszerkesztését és értelmezését szerteágazó kutatások előzték meg, amelyek önmagukban is jelentős új eredményekkel járulnak hozzá a Pannon-régió szerkezetének és geodinamikájának jobb megértéséhez. A kutatás kiterjedt a teljes litoszférára, a felszíntől a litoszféra/asztenoszféra határig.

A Pannon-régióban működő permanens és ideiglenes szeizmológiai állomások mérési adataira támaszkodva, *receiver function* (RF) analízissel meghatároztuk a felszíni üledékréteg vastagságát, valamint a Conrad- és Moho-határfelületek mélységét. Az eredmények alapján, 1:1.500.000 méretarányban elkészítettük a Pannon-medence és környékének Conrad- és Moho-mélységtérképét. Conrad-mélységtérkép eddig még nem volt elérhető a Pannon-régióra. Az általunk meghatározott első ilyen térkép szerint a Conrad-diszkontinuitás sekélyebb (12-16 km) az üledékes medencék alatt és mélyebb (24-28 km) a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok környezetében. A Moho-térkép pedig – köszönhetően a rendelkezésre álló sűrű szeizmológiai állomáshálózatnak – sokkal részletgazdagabb és területileg is jobban lefedett, mint az eddig ismert térképek. A Moho-diszkontinuitás legsekélyebb (20-26 km) az üledékes medencék alatt. A Pannon-medence belsejétől kifelé haladva mélyülés (28-33 km) figyelhető meg az Erdélyi-szigethegység, Északi-középhegység és Dunántúli-középhegység alatt. A legvastagabb (40-45 km) kéreg a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok vonulatai alatt található.

Szeizmikus háttérzaj mérésekből és földrengés adatokból származtatott diszperziós görbék együttes inverziójával a teljes litoszférára előállítottuk az S-hullám sebesség 3D eloszlásának a képét. Ilyen 3D sebességtér korábban még nem készült a Pannon-térségben. A 3D adattömb 10, 28 és 80 km mélységben lévő horizontális szeletéről 1:1.500.000 méretarányban térképeket is szerkesztettünk. Kis mélységekben (10, 28 km) a mély üledékes medencék, mint az Alföld, a Duna-, a Dráva-, a Molassz- és a Lengyel-medence, valamint az orogén ékek erős negatív sebességanomáliát mutatnak. Nagyobb mélységben (80 km) a Pannon-medence alatti asztenoszféra egyértelműen kirajzolódik. A Kárpátoktól északkeletre, az Európai platform vastag (~220 km) litoszféráját magas S-hullám sebesség jelzi. Az Alpok, a Dinári és a Kelet-Kárpátok szubdukciós zónái is nagy részletességgel jelennek meg a térképen. Még nagyobb mélységekben (150 km) a mély szubdukciós zónák (alpi, appennini, hellén) körvonalai is kirajzolódnak.

A Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletinokban fellelhető, 1996-2021 között műszeresen detektált szeizmikus események hipocentrumát a legmodernebb helymeghatározó algoritmusokkal pontosítottuk, majd azonosítottuk és elkülönítettük az antropogén eredetű eseményeket. Az így kapott, jobbára már csak földrengéseket tartalmazó adatbázist egyesítettük a történelmi földrengéseket tartalmazó magyar földrengés-katalógussal és az *International Seismological Centre* katalógusaiban fellelhető adatokkal. A kapott egyesített adatbázis alapján megszerkesztettük a Pannon-medence 1:1.500.000 méretarányú szeizmicitás térképét, amely elengedhetetlen részét képezi az új országos szeizmotektonikai térképnek. A történelmi földrengés-katalógus kritikus feldolgozásával egységes momentum magnitúdó skálát állítottunk fel.

A projekt során számított feszékmechanizmus megoldásokat tartalmazó adatbázist kiegészítettük más adatbázisokból összegyűjtött feszültségindikátorokkal. Az így kapott új, kiegészített adatbázisból származó maximális horizontális főfeszültség (S_{Hmax}) irányokat interpoláltuk és megszerkesztettük a Pannon-régió 1:1.500.000 méretarányú S_{Hmax} térképét, valamint feszültség rezsím térképet is készítettünk. A korábbi modelleket pontosítva megállapítottuk, hogy Magyarországon eltolódásos, illetve transzpresszív jellegű feszültség rezsím uralkodik, sehol sem jelentkezik extenzió, illetve transztenzió. A maximális horizontális főfeszültség Magyarország

területén döntően (É)ÉK–(D)DNy irányú. Ez alól kivételt képez a Kisalföld déli része és az Alföld keleti, valamint északkeleti része, ahol a maximális horizontális főfeszültség kb. K–Ny-i orientációjú.

Műholdas földmegfigyelések és felszíni GNSS-mérések adatainak elemzésével vizsgáltuk a jelenkori kéregmozgásokat és kéregdeformációt. A radarinterferometriás (InSAR) módszerrel végzett elemzések eredményei alapján számottevő felszíni elmozdulás csak emberi tevékenységhez köthetően mutatható ki (pl. bányászati tevékenység, vízkitermelés következményei), míg tektonikai eredetű mozgások (pl. vetőmenti elmozdulás) nem voltak egyértelműen azonosíthatók. Ez a tektonikus eredetű felszíni mozgások kis sebességét (<1mm /év) jelzi. Megszerkesztettük a Pannon-régió alakváltozási sebességmezőit (*strain rate fields*) ábrázoló, 1:1.500.000 méretarányú térképet. Az alakváltozás jellegét tekintve Magyarországot alapvetően rövidülés, illetve transzpresszió jellemzi. A rövidülés iránya a nyugati területeken ÉÉK–DDNy-i, míg kelet felé haladva fokozatosan ÉK–DNy-ivá, majd KÉK–NyDNy-ivá, sőt északkeleten K–Ny-ivá válik. Az uralkodó rövidülés és transzpresszió az Északi-középhegység felé egyre inkább transzteniós jellegű alakváltozásra változik, hasonlóan a környező Nyugati-Kárpátokhoz. A számított alakváltozási ráták általánosságban – a délnyugati országrész kivételével – meglehetősen kicsinyek (< 6 nanostrain/év), ami a földkéregben lassú feszültség felhalmozódásra utal. Ez összhangban van az ország területén tapasztalható, összességében mérsékelt szeizmicitással.

A projekt keretében vizsgáltuk a Pannon-medence mély üledékeinek alacsony frekvenciás módosító hatását is, aminek mindenekelőtt a nagyobb szerkezetek (hidak, tornyok, magas épületek) földrengésbiztos tervezése szempontjából van jelentősége. A kapott eredmények szerint a mély üledékek általában felerősítik a földrengések során tapasztalható alacsony frekvenciás mozgásokat. A legalacsonyabb, 0,2–0,3 Hz alatti frekvenciák a mélyebb üledékes területekhez (Alföld, Kisalföld, Dráva-medence), míg az 1 Hz-nél nagyobbak minden esetben aljzati kőzetkibúvások környezetéhez kapcsolódnak. A tapasztalt rezonanciákat, illetve erősítéseket csak részben okozza a pre-neogén aljzat, mivel más formációk határai is hozzájárulhatnak a felszíni mozgások felerősítéséhez, az ún. helyi hatáshoz.

Mintegy 2900 darab 2D reflexiós szeizmikus szelvényt és 70 darab 3D szeizmikus adattömböt integráló szeizmikus adatrendszer, valamint releváns neotektonikai szakirodalmi adatok alapján új országos, 1:500.000 méretarányú neotektonikai térképet szerkesztettünk. A térképezés során ugyancsak a projektbe integráltuk az elérhető országos, illetve lokális skálájú szerkezeti és geofizikai térképeket, amelyek a tektonikai értelmezésben fontos segítséget nyújtottak.

Mindezen eredmények és információk birtokában megszerkesztettük az új országos, 1:500.000 méretarányú szeizmotektonikai térképet, amely feltünteti a historikus (456–1995) és a modern, műszeresen detektált földrengéseket (1996–2021), az új országos neotektonikai térképből származó vetőmodellt, az ezek segítségével kijelölt aktív vetőket/vetőzónákat, továbbá a jelenkori kéregdeformáció (alakváltozási sebesség, *strain rate*) jellegét, irányát és nagyságát. A térkép háttérét a színek segítségével megjelenített feszültségrezsim adja, amely döntően a fészekmechanizmus megoldások alapján volt számítható. A maximális horizontális főfeszültség irányát az ún. feszültség trajektóriák jelenítik meg. Az új szeizmotektonikai térkép az első ilyen típusú térkép az országról.

Az új országos szeizmotektonikai térkép és az új V_{s30} térkép egyesítésével készült el az új, 1:500.000 méretarányú szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térkép, amely országos skálán mutatja be a fiatal és aktív törésvonalakat, a földrengések eloszlását, valamint hazánk földrengés-veszélyeztetettség szempontjából legérzékenyebb területeit. A szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térkép átnézetes képet nyújt hazánk veszélyeztetettségi viszonyairól, kijelölve a kisebb, illetve a

nagyobb veszélynek kitett területeket. E térkép tudományos értékén túl gyakorlati szempontból is kiemelt fontosságú, hiszen mind a helyi szeizmikus kockázatelemzésekhez, mind pedig az országos léptékű infrastrukturális stratégiai tervezésekhez alapvető jelentőségű információkat nyújt. Ugyanakkor egy-egy konkrét infrastrukturális vagy energetikai nagyberuházás esetében nem helyettesíti a veszélyeztetettség pontosabb meghatározását lehetővé tevő részletes geofizikai-(mérnök)geológiai vizsgálatokat.

A projekt eredményei a magyar szeizmológiai kutatás több mint 100 éves örökségére, valamint a Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet és a Geomega Kft. gyümölcsöző együttműködésére építve, több esetben nemzetközi kooperációk keretében és a legkorszerűbb módszerek felhasználásával jöttek létre. Az elkészült térképek, elemzések jelentős előrelépést jelentenek mind tudományos, mind gyakorlati szempontból. Tudományosan megalapozott bemeneti adatokat szolgáltatnak az aktuális és későbbi földrengés-veszélyeztetettségi vizsgálatokhoz és kockázatelemzésekhez, mérsékelve ezzel a környezetünkben keletkező földrengések várható következményeit.

Hivatkozások

- Ahdi SK, Stewart JP, Ancheta TD, Kwak DY, Mitra D** (2017) *Development of VS Profile Database and Proxy-Based Models for VS30 Prediction in the Pacific Northwest Region of North America*. Bull Seismol Soc Am 107:1781-1801. <https://doi.org/10.1785/0120160335>
- Allen TI, Wald DJ** (2007) *Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site-Conditions (VS30) and Amplification Around the Globe* (Open-File Report No.2007-1357). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20071357>
- Allen TI, Wald DJ** (2009) *On the Use of High-Resolution Topographic Data as a Proxy for Seismic Site Conditions (VS30)*. Bull Seismol Soc Am 99:935-943. <https://doi.org/10.1785/0120080255>
- AlpArray Seismic Network** (2015) *AlpArray Seismic Network (AASN) temporary component*. AlpArray Working Group. Other/Seismic Network. https://doi.org/10.12686/alparray/z3_2015
- Altamimi Z, Rebischung P, Métivier L, Collilieux X** (2016) *ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions*. Journal of geophysical research: solid earth 121(8):6109-6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>
- Altamimi Z, Sillard P, Boucher C** (2007) *CATREF software: Combination and analysis of terrestrial reference frames*. LAREG Technical. Institut Géographique National, Paris, France 47.
- Amidror I** (2002): *Scattered data interpolation methods for electronic imaging systems: a survey*. Journal of Electronic Imaging 11(2):157-176
- Araszkiwicz A, Figurski M, Jarosiński M** (2016) *Erroneous GNSS strain rate patterns and their application to investigate the tectonic credibility of GNSS velocities*. Acta Geophysica 64(5):1412-1429. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0057>
- Atanackov J, Jamšek Rupnik P, Jež J, Celarc B, Novak M, Milanič B, Markelj A, Bavec M, Kastelic V** (2021) *Database of Active Faults in Slovenia: Compiling a New Active Fault Database at the Junction Between the Alps, the Dinarides and the Pannonian Basin Tectonic Domains*. Front. Earth Sci. 9:604388. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.604388>
- Bada G, Bus Z, Gribovszki K, Horváth F, Magyarai Á, Mónus P, Szeidovitz Gy, Timár G, Tóth T, Wéber Z, Wórum G** (2005) *A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása – A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet: A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása – Kutatási jelentés az ETV-ERŐTERV Rt. részére*, Georisk Kft és Geomega Kft., Budapest, 219 p.
- Bada G, Fodor L, Windhoffer G, Ruzsiczay-Rüdiger Zs, Sacchi M, Dunai T, Tóth L, Cloetingh S, Horváth F** (2003a) *Lithosphere dynamics and present-day deformation pattern in the Pannonian basin*. Geophys Res Abstr 5:05772 (Nice, France).
- Bada G, Grenczy G, Tóth L, Horváth F, Stein S, Cloetingh S, Windhoffer G, Fodor, L, Pinter N, Fejes I** (2007a) *Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities, and stress transfer*. Special Papers-Geological Society Of America 425:243-262. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(16\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(16))
- Bada G, Horváth F, Cloetingh S, Coblenz D, and Tóth T** (2001) *Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin*. Tectonics 20(3):343-363. <https://doi.org/10.1029/2001TC900001>
- Bada G, Horváth F, Dövényi P, Szafián P, Windhoffer G, Cloetingh S** (2007b) *Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin*. Global and Planetary Change 58(1-4):165-180. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.007>
- Bada G, Horváth F, Tóth L, Fodor L, Timár G, Cloetingh S** (2006) *Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region*. In: Pintér N, Grenczy Gy, Weber J, Medak D, Stein S (Eds) *The Adria microplate*. GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards. NATO ARW Series. Kluwer Academic Publishers, 385-402.
- Bada G, Mónus P, Szafián P, Szeidovitz Gy, Tóth L, Windhoffer G, Zsíros T** (2003b) *A létesítmény és környezete geofizikai, szeizmológiai és szeizmotektonikai jellemzői (Geophysical, seismological and seismotectonic characteristics of the facility and its surroundings)*. In: Schweitzer F., Tiner T., Bérczi, K., (Eds.), *A püspökszilágyi RHFT környezet- és sugárbiztonsága*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, pp. 57-90.
- Bada G, Szafián P, Vincze O, Tóth T, Fodor L, Volkhard S, Horváth F** (2010) *Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján (The neotectonic habitat of the eastern part of Lake Balaton and its broader environs: inferences from high resolution seismic profiling)*. Földt Közl 140:367-390.
- Balázs A, Matenco L, Vogt K, Cloetingh S, Gerya T** (2018) *Extensional polarity change in continental rifts: Inferences from 3-D numerical modeling and observations*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 123:8073-8094 <https://doi.org/10.1029/2018JB015643>.
- Bányai L, Szűcs E, Kalmár J, Eperné P I, Bán D** (2014) *Az InSAR technológia alapjai és a reflektáló felületek jellemzői*. Geomatikai Közlemények XVII, pp 59-67.
- Behm M, Nakata N, Bokelmann G** (2016) *Regional Ambient Noise Tomography in the Eastern Alps of Europe*. Pure and Applied Geophysics, 173(8):2813-2840, doi:10.1007/s00024-016-1314-z

- Bensen GD, Ritzwoller MH, Barmin MP, Levshin AL, Lin L, Moschetti MP, Shapiro NM, Yang Y** (2007) *Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements*. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Bezuidenhout LJ, Doucouré M, Wagener V, de Wit M, Mordret A, Lecocq T, Brenguier F** (2017) *Rayleigh group velocity extraction from ambient seismic noise to map the south Eastern Cape Karoo region, South Africa*. *South African Journal of Geology*, 120(3):341–350, doi:10.25131/gssajg.120.3.341
- Bianchi I, Park J, Piana Agostinetti N, Levin V** (2010) *Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115(B12):B12317–B12317 <https://doi.org/10.1029/2009jb007061>
- Blewitt GW, Hammond C, Kreemer C** (2018) *Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science*. *Eos* 99. <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>.
- Bodor B** (2011) *A Hernád-árok szerkezetföldtani vizsgálata (Structural investigation of the Hernád graben)*. MSc thesis. Eötvös Univ, Dept. Regional Geology, 99 p.
- Bondár I, McLaughlin K** (2009a) *A new ground truth data set for seismic studies*. *Seismol Res Lett* 80(3):465–472 <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.3.465>.
- Bondár I, McLaughlin K** (2009b) *Seismic location bias and uncertainty in the presence of correlated and non-Gaussian travel-time errors*. *Bull Seismol Soc Am* 99(1):172–193 <https://doi.org/10.1785/0120080922>
- Bondár I, Mónus P, Czanik C, Kiszely M, Grácz Z, Wéber Z, the AlpArrayWorking Group** (2018) *Relocation of seismicity in the Pannonian Basin using a global 3D velocity model*. *Seismol Res Lett*. <https://doi.org/10.1785/0220180143>
- Bondár I, Myers SC, Engdahl ER, Bergman EA** (2004) *Epicenter accuracy based on seismic network criteria*. *Geophys J Int* 156:483–496. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02070.x>
- Bondár I, Storchak DA** (2011) *Improved location procedures at the International Seismological Centre*, *Geophys. J. Int.*, 186:1220–1244, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x>
- Borcherdt RD** (1970) *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*. *Bull Seismol Soc Am*, 60:29–61. <https://doi.org/10.1785/BSSA0600010029>
- Bos M, Fernandes R, Williams S, Bastos L** (2013) *Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data*. *Journal of Geodesy* 87(4):351–360. <https://doi.org/10.1007/s00190-012-0605-0>
- Bradner H, Dodds JG** (1964) *Comparative Seismic Noise on the Ocean Bottom and on Land*. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 69(20):4339–4348, doi:10.1029/JZ069i020p04339
- Breznyánszky K, Síkhegyi F** (1987) *Neotectonic interpretation of Hungarian lineaments in the light of satellite imagery*. *J Geodyn* 8:123–203.
- Broerse T, Krstekanić N, Kasbergen C, Willingshofer E** (2021) *Mapping and classifying large deformation from digital imagery: application to analogue models of lithosphere deformation*. *Geophysical Journal International* 226(2):984–1017. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab120>
- Budai T, Császár G, Csillag G, Fodor L, Gál N, Kerckmár Zs, Kordos L, Pálfalvi S, Selmeczi I** (2008) *Geology of the Vértes Hills. Explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000)*. Geol Inst Hung, Budapest, 368 p.
- Bus Z, Grenerczy G, Tóth L, Mónus P** (2009) *Active crustal deformation in two seismogenic zones of the Pannonian region - GPS versus seismological observations*. *Tectonophysics* 474(1-2):343–352. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.045>
- Bus Z, Tóth L** (2007) *Az elképzelhető legnagyobb földrengés magnitúdójának (Mmax) meghatározása a Kárpát-medencére*. In: *Kegeyes-Brassai, Orsolya Katalin (szerk.) Földrengésbiztonsági Konferencia, Győr, Széchenyi István Egyetem (2007) pp. 28–36*.
- Camelbeek T, Meghraoui M** (1998) *Geological and geophysical evidence for large palaeo-earthquakes with surface faulting in the Roer Graben (Northwest Europe)*. *Geophys J Internat* 132:347–362.
- Camelbeek T, Vanneste K, Alexandre P, Verbeek K, Petermans T, Rosset P, Evera-erts M, Warnant R, Van Camp M** (2007) *Relevance of active faulting and seismicity studies to assessments of long-term earthquake activity and maximum magnitude in intraplate northwest Europe, between the Lower Rhine Embayment and the North Sea*. In: *Stein S, Mazzotti S (Eds.): Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard and Policy Issues, 425:193–224, Geol Soc of America Special Paper*.
- Campillo M, Paul A** (2003) *Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda*. *Science*, 299(5606):547–549, doi:10.1126/science.1078551
- Carafa M, Barba S** (2013) *The stress field in Europe: optimal orientations with confidence limits*. *Geophysical Journal International* 193(2):531–548. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt024>
- Carafa M, Tarabusi G, Kastelic V** (2015) *SHINE: Web application for determining the horizontal stress orientation*. *Computers & geosciences* 74: 39–49. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.10.001>
- Cassidy JF** (1992) *Numerical experiments in broadband receiver function analysis*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82(3):1453–1474
- Castellaro S, Mulargia F, Rossi PL** (2008) *Vs30: Proxy for Seismic Amplification?* *Seismol Res Lett* 79:540–543. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.4.540>
- Cipta A, Robiana R, Griffin JD, Horspool N, Hidayati S, Cummins PR** (2016) *A probabilistic seismic hazard assessment for Sulawesi, Indonesia*. *Geological Society, London, Special Publications*, 441:133–152. <https://doi.org/10.1144/sp441.6>

- Costantini M** (1998) *A novel phase unwrapping method based on network programming*. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, 36(3):813-821. <https://doi.org/10.1109/36.673674>
- Cuenca MC, Hooper A J, Hanssen RF** (2013) *Surface deformation induced by water influx in the abandoned coal mines in Limburg, the Netherlands observed by satellite radar interferometry*. J. Applied Geophys., 88:1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.10.003>
- Czakó T, Zelenka T** (1981) *New data about the neotectonics of Mátra Mountains, Northern Hungary*. Advances in Space Research 1:289-298. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(81\)90406-3](https://doi.org/10.1016/0273-1177(81)90406-3)
- Cserny T, Corrada R** (1990) *A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe (Sedimentary maps of the basement of the Lake Balaton)*. Ann Rep Geol Inst Hungary 1988, 169-176.
- Csontos L** (1995) *Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review*. Acta Vulc 7:1-13.
- Csontos L, Benkovics L, Bergerat F, Mansy JL, Wórum G** (2002) *Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek-Villány area, SW Hungary)*. Tectonophy 357:81-102. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00363-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00363-3)
- Csontos L, Magyarai Á, Van Vliet-Lanoe B, Musitz B** (2005) *Neotectonics of the Somogy Hills (Part II): evidence from seismic sections*. Tectonophys 410:63-80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.049>
- Csontos L, Nagymarosy A** (1998) *The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions*. Tectonophys 297:51-71.
- Danciu L, Nandan S, Reyes C, Basili R, Weatherill G, Beauval C, Rovida A, Vilanova S, Sesetyan K, Bard P-Y, Cotton F, Wiemer S, Giardini D** (2021) *The 2020 update of the European Seismic Hazard Model - ESHM20: Model Overview*. EFEHR Technical Report 001 v1.0.0, ETH Zurich, December 16th, 2021. <https://doi.org/10.12686/a15>
- Dank V, Fülöp J** (Eds) (1990) *Magyarország szerkezetföldtani térképe, 1:500 000 (Structural-geological map of Hungary, 1:500 000)*. Geol Inst Hung, Budapest.
- Davidson M, T Le Toan, Mattia F, Satalino G, Satalin T, Borgeaud M** (2000) *On the characterisation of Agricultural soil roughness for Radar Remote sensing studies*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38:630-640. <https://doi.org/10.1109/36.841993>
- Derode A, Larose E, Tanter M, De Rosny J, Tourin A, Campillo M, Fink M** (2003) *Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L)*. The Journal of the Acoustical Society of America, 113(6):2973-2976
- Detzky LK** (1997) *Feszültség-történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén (Determination of stress-field history on the basis of multiphase tectonism identified in the seismic profiles, in the western part of the Szolnok flysch belt)*. Magy Geofiz 37:228-246.
- Detzky LK, Horváth F, Detzky G** (2002) *Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt*. In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G., Lankreijer, A., (Eds.), Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. EGU St. Mueller Spec. Publ. Series 3:247-266.
- Dombrádi E, Sokoutis D, Bada G, Cloetingh S, Horváth F** (2010) *Modelling recent deformation of the Pannonian lithosphere: lithospheric folding and tectonic topography*. Tectonophysics 484(1-4): 103-118. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.014>
- Dudás Á** (2011) *Felső-miocén vetők és redők vizsgálata 2D szeizmikus vonalak alapján a Duna-Tisza köze északi és középső részén (Study of Late Miocene faults and folds in the northern and middle portion of the Danube-Tisza interfluvium based on 2D seismic profiles)*. MSc thesis, Eötvös Univ, Dept Gen & Appl Geol, 73 p.
- Dudko A** (1997) *Neogene tectonics of the Mezőföld*. Ann Rep Geol Inst Hungary 1996/II:213-223.
- Ekström G** (2017) *Short-period surface-wave phase velocities across the conterminous United States*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 270:168-175, doi:10.1016/j.pepi.2017.07.010
- Ellis BR** (1980) *An assessment of the accuracy of predicting the fundamental natural frequencies of buildings and the implications concerning the dynamic analysis of structures*. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, 69:763-776
- El-Sharkawy A, Meier T, Lebedev S, Behrmann JH, Hamada M, Cristiano L, Köhn D** (2020) *The slab puzzle of the Alpine-Mediterranean region: Insights from a new, high-resolution, shear wave velocity model of the upper mantle*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 21(8), e2020GC008993
- Emre Ö, Duman TY, Özalp S, Şaroğlu F, Olgun S, Elmacı H, Tolga Ç** (2018) *Active fault database of Turkey*. Bull. Earthquake Eng. 16:3229-3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- Engdahl ER, van der Hilst R, Buland R** (1998) *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination*. Bull. Seism. Soc. Am. 88:722-743.
- Eurocode 8**. (2004). EN 1998-1: *Design of Structures for Earthquake Resistance, Part 1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings*. European Committee for Standardization (CEN).
- Fang L, Wu J, Ding Z, Panza GF** (2010) *High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise*. Geophysical Journal International, 181(2), 1171-1182, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04571.x
- Farr TG, Rosen PA, Caro E, Crippen R, Duren R, Hensley S, Kobrick M, Paller M, Rodriguez E, Roth L, Seal D, Shaffer S, Shimada J, Umland J, Werner M, Oskin M, Burbank D, Alsdorf D** (2007) *The Shuttle Radar Topography Mission*. Reviews of Geophysics, 45(2), <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Ferretti A, Fumagalli A, Novali F, Prati C, Rocca F, Rucci A** (2011) *A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 49:3460-3470. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2124465>

- Ferretti A, Prati C, Rocca F** (2000) *Analysis of Permanent Scatterers in SAR Interferometry*. IEEE
<https://doi.org/10.1109/IGARSS.2000.861695>
- Fodor L** (2010) *Mesozoic-Cenozoic stress fields and fault patterns in the northwestern part of the Pannonian Basin — methodology and structural analysis*. DSc thesis. Hung Acad Sci, 129 p.
- Fodor L, Bada G, Csillag G, Horváth E, Ruzsiczay-Rüdiger Zs, Palotás K, Síkhegyi F, Timár G, Cloetingh S, Horváth F** (2005a) *An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin*. *Tectonophysics* 410:15–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.008>
- Fodor L, Bada G, Csillag G, Horváth E, Ruzsiczay-Rüdiger Zs, Síkhegyi F** (2005b) *New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin*. In: Fodor L, Brezsnýánszky K (Eds) *Application of GPS in Plate Tectonics, in Research on Fossil Energy Resources and in Earthquake Hazard Assessment*, Occ. Pap. of the Geol Inst of Hungary, 204:35–44.
- Fodor L, Csontos L, Bada G, Györfi I, Benkovics L** (1999) *Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: A new synthesis of paleostress data*. In: Durand B, Jolivet L, Horváth F, Séranne M (Eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Spec Publ, 156:295–334, Geol Soc, London. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15>
- Fodor L, Magyari Á, Fogarasi A, Palotás K** (1994) *Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése (Tertiary tectonics and Late Palaeogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line)*. *Földt Közl* 124:129–305.
- Fodor L, Radócz Gy, Sztanó O, Koroknai B, Csontos L, Harangi Sz** (2005c) *Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone*. *Geolines* 19:142–162.
- Fodor L, Uhrin A, Palotás K, Selmeczi I, Tóth-Makk Á, Riznar I, Trajanova M, Rifelj H, Bogomir J, Budai T, Koroknai B, Mozetič S, Nádor A, Lapanje A** (2013) *A Mura-Zala-medence vízföldtani elemzést szolgáló földtani-szerkezetföldtani modellje (Geological and structural model of the Mura–Zala Basin and its rims as a basis for hydrogeological analysis)*. *Ann Rep Geol Inst Hungary* 2011:47–91.
- Frederiksen A, Bostock M** (2000) *Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures*. *Geophysical Journal International* 141(2):401–412
- Friedrich A, Krüger F, Klinge K** (1998) *Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array*. *Journal of Seismology*, 2(1), 47–64, doi:10.1023/A:1009788904007
- Fülöp J, Dank V (Eds)** (1987) *Magyarország földtani térképe a kainozóikum elhagyásával, 1: 500 000 (Geological map of Hungary without Cenozoic, 1:500 000)*. Geol Inst Hung, Budapest.
- Gallipoli MR** (2009) *Comparison of Site Classification from VS₃₀, VS₁₀, and HVS_R in Italy*. *Bull Seismol Soc Am* 99:340–351.
- Ganas A, Oikonomou IA, Tsimi C** (2013) *NOAfaults: a digital database for active faults in Greece*. *Bull Geol Soc Greece* 47:518–530. <https://doi.org/10.12681/bgsg.11079>
- García-Mayordomo J, Insua-Arévalo JM, Martínez-Díaz JJ, Jiménez-Díaz A, Martín-Banda R, Martín-Alfageme S, Álvarez-Gómez J, Rodríguez-Peces M, Pérez-López R, Rodríguez-Pascua M, Masana E, Perea H, Martín-González F, Giner-Robles J, Nemser E, Cabral J** (2012) *The Quaternary faults database of Iberia (QAFI v.2.0)*. *J Iberian Geol* 38:285–302. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219
- GE - GEOFON Data Centre** 1993. *GEOFON Seismic Network*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, <https://doi.org/10.14470/tr560404>.
- Gerner P, Bada G, Dövényi P, Müller B, Oncescu M, Cloetingh S, Horváth F** (1999) *Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models*. Geological Society, London, Special Publications, 156(1): 269–294. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.14>
- Gledhill K, Stuart G** (1996) *Seismic anisotropy in the fore-arc region of the Hikurangi subduction zone, New Zealand*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 95(3–4):211–225 [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03117-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03117-0)
- Gráczer Z, Szanyi G, Bondár I, Czanik C, Czifra T, Györi E, Hetényi G, Kovács I, Molinari I, Süle B** (2018) *AlpArray in Hungary: temporary and permanent seismological networks in the transition zone between the Eastern Alps and the Pannonian basin*. *Acta Geodaetica et Geophysica* 53(2):221–245. <https://doi.org/10.1007/s40328-018-0213-4>
- Gráczer Z, Wéber Z** (2012) *One-dimensional P-wave velocity model for the territory of Hungary from local earthquake data*. *Acta Geodaetica et Geophysica* 47:344–357
- Grad M, Tiira T, ESC Working Group** (2009) *The Moho depth map of the European Plate*. *Geophysical Journal International* 176:279–292 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x>
- Grenerczy G, Sella G, Stein S, Kenyeres A** (2005) *Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region*. *Geophysical Research Letters* 32(16). <https://doi.org/10.1029/2005GL022947>
- Grenerczy Gy, Wegmüller U** (2011) *Persistent scatterer interferometry analysis of the embankment failure of a red mud reservoir using ENVISAT ASAR data*. *Natural Hazards*, 59(2):1047–1053. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9816-6>
- Grenerczy Gy, Wegmüller U** (2013) *Deformation analysis of a burst red mud reservoir using combined descending and ascending pass ENVISAT ASAR data*. *Natural Hazards*, 65(3):2205–2214. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0470-4>

- Grünthal G, Wahlström R** (2012) *The European-Mediterranean earthquake catalogue (EMEC) for the last millennium*. Journal of seismology, 16(3):535-570.
- Grünthal G, Wahlström R, Stromeyer D** (2009) *The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC)—updated and expanded to the last millennium*. Journal of Seismology, 13(4):517-541.
- Gyalog L, Síkhegyi F (Eds)** (2005) *Magyarország földtani térképe, M=1:100 000 (Geological map of Hungary, 1:100 000)*. Geol Inst Hung, Budapest. <https://map.mbfisz.gov.hu/fdt100/>
- Gyalog, L.** (2005). *Magyarország földtani térképe*. Magyar Állami Földtani Intézet.
- Győri E, Grácz Z, Szanyi Gy, Tildy P, Mónus P, Gribovszki K, Tóth L, Kiszely M, Czifra T** (2015) *Methodology for Seismic Microzonation of Budapest, Hungary*. In 26th IUGG General Assembly Abstracts.
- Győri E, Grácz Z, Szanyi Gy, Tildy P, Mónus P, Gribovszki K, Tóth L, Kiszely M, Czifra T** (2015) *Methodology for seismic microzonation of Budapest, Hungary*. In: 26th IUGG General Assembly Abstracts
- Győri E, Grácz Z, Szanyi Gy, Timkó M** (2016) *Application of active and noise-based site characterization methods during seismic microzonation of Budapest, Hungary*. In 35th General Assembly of the European Seismological Commission.
- Győri E, Kovács I J, Szűcs E, Wéber Z** (2022) *Földrengés Zágráb térségében 2022 március 22*. Epicentrum 2020, pp. 27-37.
- Győri E, Timkó M, Grácz Z, Szanyi G** (2021) *Joint analysis of active and passive surface wave methods – case studies from seismic microzonation of Budapest*. In: Proceedings of 6th International Conference on Geotechnical and Geophysical Site Characterisation (pp 1–8)
- Haas J, Budai T, Csontos L, Fodor L, Konrád Gy (Eds)** (2010) *Magyarország prekainozoos földtani térképe 1:500 000 (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000)*. Geol Inst Hung, Budapest. <https://map.mbfisz.gov.hu/preterc500/>
- Hajós B, Kara K, Rasztk R, dr. Tóth E, Halász J, Magyar L, Sitku L, dr. Träger H** (2007) *Hidjaink. A római örökségtől a mai óriásokig*. In: Kara K. (szerk.), dr. Tóth E. (szerk.) - Közlekedésfejlesztési Koordinációs Központ, Budapest, 68 p
- Halouzka R, Schäffer G, Kaiser M, Molnár P, Scharek P, Pristās J** (1998) *Neotectonic map, 1:200000. Danube region environmental geology programme, DANREG*. Geol Inst Hung, Budapest.
- Hatem AE, Cooke ML, Toeneboehn K** (2017) *Strain localization and evolving kinematic efficiency of initiating strike-slip faults within wet kaolin experiments*. J Struct Geol 101:96–108. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.06.011>
- Havskov J, Ottemöller L** (2009) *Processing Earthquake Data: Universitetet I Bergen*
- Heidbach O, Rajabi M, Reiter K, Ziegler M** (2019) *World stress map, In: Encyclopedia of petroleum geoscience*. Springer, pp 1-8, https://doi.org/10.1007/978-3-319-02330-4_195-1
- Heidbach O, Rajabi M, Reiter K, Ziegler M, WSM Team** (2016) *World stress map database release 2016*. GFZ Data Services v. 10. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>
- Héja G, Kövér Sz, Németh A, Csillag G, Fodor L** (2018) *Evidences for pre-orogenic passive-margin extension in a Cretaceous fold-and-thrust belt on the basis of combined seismic and field data, (western Transdanubian Range, Hungary)*. Int J Earth Sci 107:2955–2973. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1637-3>
- Herak D, Herak M, Tomljenović B** (2009) *Seismicity and earthquake focal mechanisms in North-Western Croatia*. Tectonophysics, 456(1-4):212-220. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.005>
- Herak M, Herak D, Markušić S** (1996) *Revision of the earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908–1992*. Terra Nova 8:86–94,
- Hetényi G, Bus Z** (2007) *Shear wave velocity and crustal thickness in the Pannonian Basin from receiver function inversions at four permanent stations in Hungary*. Journal of Seismology, 11:405–414 <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9060-4>
- Hetényi G, Molinari I, Clinton J, Bokelmann G, Bondár I, Crawford WC, et al.** (2018a). *AlpArray Seismic Network Team, AlpArray OBS Cruise Crew, AlpArray Working Group The AlpArray Seismic Network - A large-scale European experiment to image the Alpine orogen*. Surveys in Geophysics 39:1009–1033 <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9472-4>
- Hetényi G, Plomerová J, Bianchi I, Exnerová HK, Bokelmann G, Handy M, Babuška V, AlpArray-EASI Working Group** (2018b) *From mountain summits to roots: crustal structure of the Eastern Alps and Bohemian Massif along longitude 13.3°E*. Tectonophysics 744:239–255 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.001>
- Hetényi G, Ren Y, Dando B, Stuart GW, Hegedűs E, Kovács AC, Houseman GA** (2015) *Crustal structure of the Pannonian Basin: the AlCaPa and Tisza Terrains and the Mid-Hungarian Zone*. Tectonophysics 646:106–116 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.004>
- Hetényi R, Hámor G, Földi M, Nagy I, Nagy E, Bilik I** (1982) *A Keleti-Mecsek földtani térképe (Geological map of the Eastern Mecsek)*. Geol Inst Hung, Budapest.
- Hooper A** (2008) *A combined multi-temporal InSAR method incorporating persistent scatterer and small baseline approaches*. European Space Agency, Special Publication, <https://doi.org/10.1029/2008GL034654>
- Hooper A, Bekaert D, Spaans K, Arıkan M** (2012) *Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation*. Tectonophysics, 514-517:1-13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013>
- Hooper A, Zebker H, Segall P, Kampes B** (2004) *A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers*. Geophysical Research Letters, 31:1-5, <https://doi.org/10.1029/2004GL021737>
- Horváth F** (1993) *Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin*. Tectonophysics 226(1-4):333-357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)

- Horváth F** (1995) *Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration*. Marine and Petroleum Geology 12(8):837–844. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- Horváth F, Bada G, Windhoffer G, Csontos L, Dombrádi E, Dövényi P, Fodor L, Grenczy G, Sikhegyi F, Szafián P, Székely B, Timár G, Tóth L, Tóth T** (2006) *Atlas of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: Euroconform maps with explanatory text (a Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Eurokonform térképsorozat és magyarázó)*. Magyar Geofiz 47:133–137. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Horváth F, Cloetingh S** (1996) *Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin*. Tectonophysics 266(1–4):287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- Horváth F, Dombrádi E, Tóth L** (2009) *Natural conditions, Geophysics*. In: Kocsis K, Schweitzer F (Eds) *Hungary in Maps*. Geograph Res Inst, Hungarian Acad of Sci, Budapest, 29–33.
- Horváth F, Koroknai B, Tóth T, Wórum G, Konrád G, Kádi Z, Kudó I, Hámori Z, Filipzski P, Németh V, Szántó É, Biró A, Koroknai Zs, Földvári K, Kovács G** (2019) *A Kapos-vonal középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében (Structural geological and neotectonic features of the middle portion of the Kapos line based on the results of latest geophysical research)*. Földt Közl 149:327–350. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.327>
- Horváth F, Musitz B, Balázs A, Végh A, Uhrin A, Nádor A, Koroknai B, Pap N, Tóth T, Wórum G** (2015) *Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources*. Geotherm 53:328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>
- International Seismological Centre** (2022) *On-line Bulletin*, <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Iwahashi J, Kamiya I, Matsuoka M** (2010) *Regression analysis of Vs30 using topographic attributes from a 50-m DEM*. Geomorphol 117:202–205. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.11.004>
- Janik T, Grad M, Guterch A, Vozár J, Bielik M, Vozarova A, Kovács A, Kovacs I, Keller R, CELEBRATION 2000** (2011) *Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications*. Journal of Geodynamics 97–113 <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002>
- Juhász Gy, Pogácsás Gy, Magyar I** (2007) *Óriáskanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket? (A giant canyon system incised into the Late-Neogene (Pannonian s.l.) sediments?)*. Földt Közl 137:307–326.
- Juhász Gy, Pogácsás Gy, Magyar I, Hatalyák P** (2013) *The Alpar canyon system in the Pannonian Basin, Hungary – its morphology, infill and development*. Glob Planet Change 103:174–192. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.003>
- Kalmár D, Hetényi G, Bondár I** (2019) *Moho depth analysis of the eastern Pannonian Basin and the Southern Carpathians from receiver functions*. Journal of Seismology 23:967–982 <https://doi.org/10.1007/s10950-019-09847-w>
- Kalmár D, Hetényi G, Bondár I, Balázs A, the AlpArray Working Group** (2020): *Crustal thinning from orogen to back-arc basin: the structure of the Pannonian Basin region revealed by P-to-S converted seismic waves*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 126:e2020JB021309 <https://doi.org/10.1029/2020JB021309>
- Kalmár D, Süle B, Bondár I, and the AlpArray Working Group** (2018) *Preliminary Moho depth determination from receiver function analysis using AlpArray stations in Hungary*. Acta Geodaetica et Geophysica Volume 53(2):309–321 <https://doi.org/10.1007/s40328-018-0218-z>
- Kästle ED, El-Sharkawy A, Boschi L, Meier T, Rosenberg C, Bellahsen N, Cristiano L, Weidle C** (2018) *Surface Wave Tomography of the Alps Using Ambient-Noise and Earthquake Phase Velocity Measurements*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2):1770–1792, doi:10.1002/2017JB014698
- Keyes-Brassai OK** (2015) *Earthquake Hazard Analysis and Building Vulnerability Assessment to Determine the Seismic Risk of Existing Buildings in an Urban Area [Széchenyi István Egyetem]*. <https://doi.org/10.15477/SZE.MMTDI.2015.002>
- Kenyeres A, Bellet J, Bruyninx C, Caporali A, De Doncker F, Droscak B, Duret A, Franke P, Georgiev I, Bingley R** (2019) *Regional integration of long-term national dense GNSS network solutions*. GPS Solutions 23(4):1–17. <https://doi.org/10.1007/s10291-019-0902-7>
- Kisbán S** (2008) *Az M0-s északi Duna-híd – Ferdekábeles Nagy-Duna-ág-híd*. Magyar Tudomány, 04:435–440
- Kiss A, Gellért B, Fodor L** (2001) *Structural history of the Porva Basin in the Northern Bakony Mts. (Western Hungary): Implications for the Mesozoic and Tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin*. Geol. Carpath. 52, 183–190.
- Kiss J** (2006) *Magyarország gravitációs Bouguer-anomália térképe, M=1:500 000 (Gravity Bouguer anomaly map of Hungary, 1:500 000)*. Geophysl Transact 45:99–104. https://map.mbfisz.gov.hu/gravitacios_anomalia/
- Kiss J, Gulyás Á** (2006) *Magyarország mágneses ΔZ-anomália térképe, M=1:500 000 (Magnetic ΔZ anomaly map of Hungary, 1:500 000)*. Eötvös Geophys Inst Hung, Budapest. https://map.mbfisz.gov.hu/magneses_anomalia/
- Kocsis K** (2018) *Magyarország Nemzeti Atlasza 2: Természeti környezet*. Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet.
- Kollár LP** (2008) *Hidszerkezetek a tudománytól a megvalósulásig*. Magyar Tudomány, 04:386–393
- Konrád Gy, Sebe K** (2010) *Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében (New details of young tectonic phenomena in the Western Mecsek Mts and their surroundings)*. Földt Közl 140:135–162.
- Konrád Gy, Sebe K, Halász A** (2021) *Késő negyedidőszaki szeizmikus aktivitás nyomai futóhomokban, a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzónában*. Földt Közl 151:179–200. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.2.179>

- Koroknai B, Wórum G, Tóth T, Koroknai Z, Fekete-Németh V, Kovács G** (2020) *Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary*. *Earth-Science Reviews* 211:103411. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>
- Korpás L, Fodor L, Magyarai Á, Dénes Gy, Oravec J** (2002) *A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése (Geology, karst system and structural evolution of the Gellért Hill, Budapest, Hungary)*. *Karszt és Barlang* 1998–1999/I–II:57–93.
- Kováč M, Bielik M, Hók J, Kováč P, Kronome B, Labák P, Mozco P, Plašienka D, Šefara J, Šujan, M** (2002) *Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia)*. *EGU Stephan Mueller Spec Publ Series* 3:167–184.
- Kovács G, Fodor L, Kövér Sz, Molnár G, Raáb D, Telbisz T, Timár G** (2015) *Verification of late Miocene to Quaternary structural control on landforms: A case study with comprehensive methodology from a low hilly area (Western Pannonian basin)*. *Austr J Earth Sci* 108:82–104. <https://doi.org/10.17738/AJES.2015.0015>
- Kovács G, Telbisz T, Székely B, Koma Zs** (2014) *Tectonic geomorphometric studies in the surroundings of Rechnitz tectonic window, Eastern Alps*. *Geol Sudet* 42:188–189.
- Kreemer C, Blewitt G, Klein EC** (2014) *A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15(10):3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Lanari R, Casu F, Manzo M, Lundgren P** (2007) *Application of SBAS DInSAR technique to fault creep: A case study of the Hayward Fault, California*. *Remote Sensing of Environment*, 109(1):20–28. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.003>
- Laske G, Masters G, Ma Z, Pasyanos M** (2013) *Update on CRUST1. 0 – A 1-degree global model of Earth’s crust*. In *Geophysical research abstracts*, 15(15):2658, Vienna, Austria: EGU General Assembly
- Lednická M, Kaláb Z, Gyóri E** (2015) *Mapping the resonant frequencies of upper geological layers in the vicinity of abandoned mining pit at the Zlaté Hory locality, Northern Moravia*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 12:157–167. <http://doi.org/10.13168/AGG.2015.0013>
- Lee WHK, Lahr JC** (1972) *HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes (p. 100)*. US Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.
- Lemoine A, Douglas J, Cotton F** (2012) *Testing the Applicability of Correlations between Topographic Slope and VS30 for Europe*. *Bull Seismol Soc Am* 102:2585–2599. <https://doi.org/10.1785/0120110240>
- Lenkey L, Dövényi P, Horváth F, Cloetingh S** (2002) *Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics*. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 3:29–40.
- Levin V, Park J** (1997) *P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation*. *Geophysical Journal International* 131(2):253–266 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01220.x>
- Levin V, Roecker S, Graham P, Hosseini A** (2008) *Seismic anisotropy indicators in Western Tibet: Shear wave splitting and receiver function analysis*. *Tectonophysics* 462(1):99–108 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.019>
- Ligorria JP, Ammon CJ** (1999) *Iterative deconvolution and receiver-function estimation*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89:1395–1400
- Lin FC, Ritzwoller MH, Townend J, Bannister S, Savage MK** (2007) *Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand*. *Geophysical Journal International*, 170(2):649–666, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x
- Link F, Rümpker G, Kaviani A** (2020) *Simultaneous inversion for crustal thickness and anisotropy by multiphase splitting analysis of receiver functions*. *Geophysical Journal International* 223(3):2009–2026 <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa435>
- Lippitsch R, Kissling E, Ansorge J** (2003) *Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography* *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8)
- Loisl J, Tari G, Draganits E, Zámolyi A, Gjerazi I** (2018) *High-resolution seismic reflection data acquisition and interpretation, Lake Neusiedl, Austria, northwest Pannonian Basin*. *Interpret* 6:SB77–SB97. <https://doi.org/10.1190/INT-2017-0086.1>
- Long MD, Jackson KG, McNamara JF** (2016) *SKS splitting beneath Transportable Array stations in eastern North America and the signature of past lithospheric deformation*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17:2–15 <https://doi.org/10.1002/2015GC00608>.
- Longuet-Higgins MS** (1950) *A Theory of the Origin of Microseisms*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 243(857):1–35, doi:10.1098/rsta.1950.0012
- Lopes Cardozo G, Bada G, Lankreijer A, Nieuwland D** (2002) *Analogue modelling of a prograding strike-slip fault: Case study of the Balatonfő fault, western Hungary*. In: Cloetingh S, Horváth F, Bada G, Lankreijer A (Eds) *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*. *EGU St. Mueller Spec Publ Series* 3:217–226.
- Lőrincz D, Horváth F, Detzky G** (2002) *Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt: Neotectonics and Seismicity of the Pannonian Basin and Surrounding Orogens*. *EGU Special Publication Series* 3:247–266. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>
- Machuca-Mory DF, Deutsch CV** (2013) *Non-stationary geostatistical modeling based on distance weighted statistics and distributions*. *Mathematical Geosciences* 45(1):31–48. <https://doi.org/10.1007/s11004-012-9428-z>
- Magrini F, Diaferia G, El-Sharkawy A, Cammarano F, van der Meijde M, Meier T, Boschi L** (2022) *Surface-Wave Tomography of the Central-Western Mediterranean: New Insights Into the Liguro-Provençal and Tyrrhenian Basins*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3), e2021JB023267

- Magyar B, Kenyeres A, Tóth S, Hajdu I, Horváth R** (2022) *Spatial outlier detection on discrete GNSS velocity fields using robust Mahalanobis-distance-based unsupervised classification*. *GPS Solutions* 26(4):1-11. <https://doi.org/10.1007/s10291-022-01323-2>
- Magyari Á** (2016) *Késő-pleisztocén üledékföldtani, neotektonikai és paleoszeizmológiai megfigyelések a tervezett PAE-II telephely tágabb környezetében*. Kézirat, Mecsekérc, 34 p.
- Magyari Á, Musitz B, Csontos L, Van Vliet-Lanoë B** (2005) *Quaternary neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I): Evidence from field observations*. *Tectonophysics* 410:43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.044>
- Martinez J M, Floury N, T Le Toan, Beaudoin A, Hallikainen M T, Makynen M** (2000) *Measurements and modelling of vertical backscatter distribution in forest canopy*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:710-719. <https://doi.org/10.1109/36.842000>
- Márton E, Fodor L** (2003) *Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit*. *Tectonophysics* 363(3):201-224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00672-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00672-8)
- Mascandola C, Barani S, Massa M, Albarello D** (2021) *New insights into long-period (> 1 s) seismic amplification effects in deep sedimentary basins: A case of the Po Plain basin of northern Italy*. *Bull Seismol Soc Am*, 111:2071-2086. <https://doi.org/10.1785/0120200315>
- Matenco L, Radivojević D** (2012) *On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides*. *Tectonics* 31(6). <https://doi.org/10.1029/2012TC003206>
- Matsuoka M, Wakamatsu K, Fujimoto K, Midorikawa S** (2006) *Average shear-wave velocity mapping using Japan engineering geomorphologic classification map*. *Struc Eng Earthq Eng* 23:57s–68s. <https://doi.org/10.2208/jscesee.23.57s>
- Matura A, Weselly G, Kröll A, Császár G, Vozár J** (1998) *Map of the pre-Tertiary basement (including Paleogene in the Australpine-Carpathian belt), 1:200 000. Danube region environmental geology programme, DANREG*. Geol Inst Hung, Budapest.
- Meier T, Rische M, Endrun B, Vafidis A, Harjes HP** (2004) *Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks*. *Tectonophysics*, 383(3-4):149-169
- Mohseni I, Khalim A, Rashid A, Kang J** (2014) *A Simplified Method to Estimate the Fundamental Frequency of Skew Continuous Multicell Box-Girder Bridges*. *Latin American Journal of Solids and Structures*, 11:649–658. <https://doi.org/10.1590/S1679-78252014000400006>
- Montero JM, Fernández-Avilés G, Mateu J** (2015) *Spatial and spatio-temporal geostatistical modeling and kriging*. John Wiley & Sons.
- Moschetti MP, Ritzwoller MH, Shapiro NM** (2007) *Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8), Q08010, 1–10, doi:10.1029/2007GC001655
- Moss RES** (2008) *Quantifying Measurement Uncertainty of Thirty-Meter Shear-Wave Velocity*. *Bull Seismol Soc Am* 98:1399-1411. <https://doi.org/10.1785/0120070101>
- Myers SC, Begnaud ML, Ballard S, Pasyanos ME, Phillips WS, Ramirez AL, Antolik MS, Hutchenson KD, Dwyer JJ, Rowe CA, Wagner GS** (2010) *A crust and upper-mantle model for Eurasia and North Africa for Pn travel-time calculation*. *Bull Seismol Soc Am* 100:640–656
- Myers SC, Johannesson G, Simmons NA** (2011) *Global-scale P-wave tomography optimized for prediction of teleseismic and regional travel times for Middle East events: 1. Data set Development*. *Jour, Geophys. Res.*, 116, B04304, <https://doi.org/10.1029/2010JB007967>
- Nádor A, Sztanó O** (2011) *Lateral and vertical variability of channel belt stacking density as a function of subsidence and sediment supply: field evidence from the intramontaine Körös Basin, Hungary*. *SEPM Spec Publ* 97:375–392.
- Nádor A, Thamó-Bozsó E, Magyari Á, Babinszki E** (2007) *Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary)*. *Sediment Geol* 202:174–192.
- Nakamura Y** (2000) *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*. In: *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering*, 2656:1-8
- Neducz B, Tildy P** (2006) *Településgeofizika (Mérnökszeizmológiai térképezés) [research report]*. Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet.
- Némedi Varga Z** (1977) *A Kapos-vonal (The Kapos line)*. *Földt Közl* 107:313–328.
- OE - ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik** (1987) *Austrian Seismic Network, International Federation of Digital Seismograph Networks*. Other/Seismic Network. <https://doi.org/10.7914/SN/OE>.
- Oláh P, Fodor L, Tóth T, Deák A, Drijkoningen G, Horváth F** (2014) *A Szentendre-sziget környéki vízi szeizmikus szelvényezések eredményei (Geological results of the seismic surveys around Szentendre Island, Danube River, North Hungary)*. *Földt Közl* 144:359–380.
- Oncescu MC, Bonjer KP** (1997) *A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes*. *Tectonophysics*, 272(2-4):291-302.
- Oye V, Bungum H, Ertel Müller B, Lindholm C** (2008) *On the use of multiple terrain parameters as a proxy for sediment thickness (depth to basement): Case study for Norway*. Report of Network of Research Infrastructures for European Seismology (NERIES), Joint Research Activities (JRA) 3, 32 pp.

- Paffrath M, Friederich W, Schmid SM, Handy MR, AlpArray and AlpArray-Swath D Working Group** (2021) *Imaging structure and geometry of slabs in the greater Alpine area—a P-wave travel-time tomography using AlpArray Seismic Network data*. *Solid Earth*, 12(11):2671–2702
- Palotai M** (2013) *Oligocene–Miocene Tectonic Evolution of the Central Part of the Mid-Hungarian Shear Zone*. PhD thesis, Eötvös Univ, Dept Gen & Hist Geol, 147 p.
- Palotai M, Csontos L** (2010) *Strike-slip reactivation of a Paleogene to Miocene fold and thrust belt along the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone*. *Geol Carp* 61:483–493. <https://doi.org/10.2478/v10096-010-0030-3>
- Palotai M, Mindszenty A, Kopecskó K, Poros Zs** (2012) *Az Ínség-kő geológiája (The Ínség-kő: Danube bedrock geology at Gellért Hill, Budapest)*. *Földt Közl* 142:243–250.
- Petrik A, Fodor L, Bereczki L, Klembala Zs, Lukács R, Baranyi V, Beke B, Harangi Sz** (2018) *Variation in style of magmatism and emplacement mechanism induced by changes in basin environments and stress fields (Pannonian Basin, Central Europe)*. *Basin Res* 31:380–404. <https://doi.org/10.1111/bre.12326>
- Petrik AB** (2016) *Structural evolution of the southern Bükk foreland*. PhD thesis, Eötvös Univ, Dept Phys & Appl Geol, 208 p.
- Picha F J** (2002) *Late orogenic strike-slip faulting and escape tectonics in frontal Dinarides-Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania, and Greece*. *AAPG bulletin* 86(9):1659–1671. <https://doi.org/10.1306/61EEDD32-173E-11D7-8645000102C1865D>
- Piña-Valdés J, Socquet A, Beauval C, Doin MP, D'Agostino N, Shen ZK** (2022) *3D GNSS velocity field sheds light on the deformation mechanisms in Europe: effects of the vertical crustal motion on the distribution of seismicity*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127(6):e2021JB023451. <https://doi.org/10.1029/2021JB023451>
- Pogácsás G, Lakatos L, Barvitz A, Vakarcz G, Farkas C** (1989) *Pliocén kvarter oldaleltolódások a Nagyalföldön (Pliocene–Quaternary strike-slip faults in the Great Hungarian Plain, Hungary)*. *Ált Földt Szemle* 24:149–169.
- Pratt TL, Schleicher LS** (2021) *Characterizing ground-motion amplification by extensive flat-lying sediments: The seismic response of the eastern US Atlantic Coastal Plain strata*. *Bull Seismol Soc Am*, 111:1795–1823. <https://doi.org/10.1785/0120200328>
- Qorbani E, Bianchi I, Bokelmann G** (2015) *Slab detachment under the Eastern Alps seen by seismic anisotropy*. *Earth and Planetary Science Letters* 409(0):96–108 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.049>.
- Qorbani E, Bokelmann G, Kovács I, Horváth F, Falus Gy** (2016) *Deformation in the asthenospheric mantle beneath the Carpathian–Pannonian Region*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121: 6644–6657
- Rabus B, Eineder M, Roth A, Bamler R** (2003) *The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar*. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(4):241–262. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(02\)00124-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7)
- Ren Y, Grecu B, Stuart G, Houseman G, Hegedűs E, SCP Working Group** (2013) *Crustal structure of the Carpathian–Pannonian region from ambient noise tomography*. *Geophysical Journal International*, 195(2):1351–1369, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt316>
- Ritzwoller MH, Lin FC, Shen W** (2011) *Ambient noise tomography with a large seismic array*. *Comptes Rendus Geosciences*, 343(8–9):558–570, doi:10.1016/j.crte.2011.03.007
- RO - National Institute for Earth Physics (NIEP Romania)** (1994) *Romanian Seismic Network, International Federation of Digital Seismograph Networks*. Other/Seismic Network. <https://doi.org/10.7914/SN/RO>.
- Roullé A, Auclair S, Dewez T, Hohmann A, Lemoine A, Rey J** (2011) *Cartographie automatique des classes de sol à l'échelle régionale à partir d'un modèle numérique de terrain ou de surface [Techreport]*. BRGM/RP-58853-FR. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-58853-FR.pdf>
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs, Balázs A, Csillag G, Drijkoningen G, Fodor L** (2020) *Uplift of the Transdanubian Range, Pannonian Basin: How fast and why?* *Glob & Planet Change*, 103263. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103263>
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs, Fodor LI, Horváth E** (2007) *Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary*. *Glob & Planet Change* 58:181–196.
- Sacchi M, Horváth F, Magyari O** (1999) *Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: A case study from the late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary*. In: Durand B, Jolivet L, Horváth F, Seranne M (Eds) *The Mediterranean Basins: Extension within the Alpine Orogen*. *Geol Soc Spec Publ* 156:357–390.
- Sambridge M** (1999) *Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space*. *Geophysical Journal International* 138:479–494
- Savage MK** (1998) *Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103:15069–15087
- Schippkus S, Zigone D, Bokelmann G, AlpArray Working Group** (2018) *Ambient-noise tomography of the wider Vienna Basin region*. *Geophysical Journal International*, 215(1):102–117
- Scordilis EM** (2006) *Empirical global relations converting M_S and m_b to moment magnitude*. *Journal of Seismology*, 10(2):225–236.
- Sekiguchi H, Yoshimi M, Horikawa H, Yoshida K, Kunimatsu S, Satake K** (2008) *Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake*. *Journal of Seismology*, 12:185–195. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9077-8>
- Selley J** (1835) *Folyvást tartó földrögések hazánkban*. Társalkodó:1835. jan. 17., Budapest.
- Shaowei L, Wenbin X, Zhiwei L** (2022) *Review of SBAS InSAR Time-series algorithms, applications and challenges*. *Geodesy and Geodynamics*, 13:114–126. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2021.09.007>

- Shapiro NM, Campillo M** (2004): *Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise*. Geophysical Research Letters, 31(7), L07614, 1–4, doi:10.1029/2004GL019491
- Shapiro NM, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller MH** (2005) *High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise*. Science, 307(5715):1615–1618, doi:10.1126/science.1108339
- Síkhegyi F** (2002) *Active structural evolution of the western and central part of the Pannonian basin: A geomorphologic approach*. In: Cloetingh S, Horváth F, Bada G, Lankreijer A (Eds) Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. EGU St. Mueller Spec. Publ. Series 3:203–216.
- Síkhegyi F** (2008) *Neotectonics of Somogy- and Zala Hills - morphostructural studies*. PhD thesis, Univ West Hung, Sopron, 150 p.
- Šimonová B, Bielik M** (2016) *Determination of rock densities in the Carpathian-Pannonian Basin lithosphere: Based on the CELEBRATION 2000 experiment*. Contributions to Geophysics and Geodesy 46 <https://doi.org/10.1515/congeo-2016-0016>.
- Simović V** (2000) *Earthquakes in Zagreb area*. Gradenivar, 52(11):637–645.
- SK - ESI SAS (Earth Science Institute Of The Slovak Academy Of Sciences)** (2004) *National Network of Seismic Stations of Slovakia, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ*. <https://doi.org/10.14470/fx099882>.
- SL - Slovenian Environment Agency** (2001) *Seismic Network of the Republic of Slovenia, International Federation of Digital Seismograph Networks*. Other/Seismic Network. <https://doi.org/10.7914/SN/SL>.
- Slemmons DB, McKinney R** (1977) *Definition of 'active fault'*. Final report, US Army Engineer Waterways Experiment Station, 22 p.
- Song W, Yu Y, Shen C, Lu F, Kong F** (2019) *Asthenospheric flow beneath the Carpathian-Pannonian region: Constraints from shear wave splitting analysis*. Earth and Planetary Science Letters 520:231–240 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.045>.
- Soomro RA, Weidle C, Cristiano L, Lebedev S, Meier T, PASSEQ Working Group** (2016) *Phase velocities of Rayleigh and Love waves in central and northern Europe from automated, broad-band, interstation measurements*. Geophysical Journal International, 204(1):517–534
- Soós B** (2017) *A Zagyva-árok extenziójának szerkezete és mértéke (Structure and quantification of extension in the Zagyva graben)*. MSc thesis, Eötvös Univ, Dept Gen and Appl Geol, 123 p.
- Stehly L, Fry B, Campillo M, Shapiro NM, Guilbert J, Boschi L, Giardini D** (2009) *Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise*. Geophysical Journal International, 178(1):338–350, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x
- Storchak DA, Harris J, Brown L, Lieser K, Shumba B, Di Giacomo D** (2020) *Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC)—part 2: 1980–2010*. Geosci. Lett. 7:18, <https://doi.org/10.1186/s40562-020-00164-6>
- Storchak DA, Harris J, Brown L, Lieser K, Shumba B, Verney R, Di Giacomo D, Korger EIM** (2017) *Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC), part 1: 1964–1979*. Geosci. Lett. (2017) 4:32. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0098-z>
- Šumanovac F** (2010) *Lithosphere structure at the contact of the Adriatic microplate and the Pannonian segment based on the gravity modelling*. Tectonophysics 485:94–106
- Süle B, Wéber Z** (2013) *Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin)*. Journal of seismology, 17(2):507–521.
- Szanyi G, Gráczér Z, Balázs B, Kovács IJ, AlpArray Working Group** (2021) *The transition zone between the Eastern Alps and the Pannonian basin imaged by ambient noise tomography*. Tectonophysics, 805, 228770, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228770>
- Székely B, Zámolyi A, Draganits E, Briese C** (2009) *Geomorphic expression of neotectonic activity in a low relief area in an Airborne Laser Scanning DTM: a case study of the Little Hungarian Plain (Pannonian Basin)*. Tectonophysics 474:353–366.
- Tari G** (1994) *Alpine tectonics of the Pannonian Basin*. Unpubl PhD thesis. Rice Univ, Houston, Texas, 1–501.
- Tari G, Horváth F** (2010) *Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years tectonic model*. Földt Közl 140:483–510.
- Thompson EM, Wald DJ** (2012) *Developing Vs30 Site-Condition Maps by Combining Observations with Geologic and Topographic Constraints*. The 15th World Conference on Earthquake Engineering: September 24–28, 2012, Lisbon, Portugal, 9.
- Tildy P** (2017) *Földrendések helyi hatásának vizsgálatához szükséges paraméterek meghatározása geofizikai módszerekkel [Soproni Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola Geo-környezettudományi program]*. <https://doi.org/10.13147/SOE.2017.018>
- Tildy P, Prónay Z, Taller G, Törös E, Hermann L** (2015) *Földrendés általaj típus térképezés az MFGI-ben*. In Magyar Geofizikusok Egyesületének 34. Vándorgyűlése pp 83–84
- Topa Zs** (2022) *Mély üledékek módosító hatásának vizsgálata standard spektrális arány módszerrel*, MSc diplomamunka, ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi tanszék, Budapest, 70 o
- Tóth L, Győri E, Mónus P, Zsíros T** (2006) *Seismic hazard in the Pannonian region*. In: Pinter N (ed) The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards. Springer pp 369–384
- Tóth L, Mónus P, Bús Z, Győri E** (2008) *Seismicity of the Pannonian Basin*. In Husebye ES (ed) Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries. Springer Science + Business Media B V pp 99–110
- Tóth L, Mónus P, Kiszeli M, Tóth L** (2014) *Magyarországi földrendések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2013*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft.

- Tóth L, Mónus P, Kiszeli M, Tóth L** (2017) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2016*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft. <http://doi.org/10.7914/SN/HM>
- Tóth L, Mónus P, Kiszeli M, Trosits D, Tóth L** (2018) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2017*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft. <http://doi.org/10.7914/SN/HM>
- Tóth L, Mónus P, Kiszeli M, Trosits D, Tóth L** (2019) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2018*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth L, Mónus P, Kiszeli M, Tóth L** (2016) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2015*. (L. Tóth, Ed.) (Vol. 21). Budapest: GeoRisk Kft. <http://doi.org/10.7914/SN/HM>
- Tóth L, Mónus P, Kiszely M, Tóth L** (2015) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2014*. (L. Tóth, Ed.) (Vol. 20). Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth L, Mónus P, Kiszely M, Trosits D** (2002-2010) *Hungarian Earthquake Bulletin*.
- Tóth L, Mónus P, Kiszely M, Trosits D, Tóth L** (2020) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2019*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth L, Mónus P, Kiszely M, Trosits D, Tóth L** (2021) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2020*. (L. Tóth, Ed.). Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth L, Mónus P, Zsíros T, Kiszeli M, Czifra T** (2013) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2012*. Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth L, Mónus P, Zsíros T, Kiszely M** (2002) *Seismicity in the Pannonian Region—earthquake data*. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3(1):9-28.
- Tóth L, Mónus P, Zsíros T, Kiszely M, Czifra T** (2012) *Magyarországi földrengések évkönyve - Hungarian Earthquake Bulletin - 2011*. Budapest: GeoRisk Kft.
- Tóth T** (2003) *Folyóvízi szeizmikus mérések (Seismic survey on rivers)*. PhD Thesis, Eötvös University, Dept. of Geophysics, Budapest, 141 p.
- Tóth T, Horváth F** (1997) *Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel (Neotectonic investigations using high-resolution seismic profiling)*. In: Marosi, S., Meskó, A., (Eds.), *A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.
- U.S. Geological Survey** (2020) *Quaternary fault and fold database for the United States*. <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/faults>
- Ustaszewski K, Herak M, Tomljenović B, Herak D, Matej S** (2014) *Neotectonics of the Dinarides–Pannonian Basin transition and possible earthquake sources in the Banja Luka epicentral area*. *Journal of geodynamics* 82:52-68. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.04.006>
- Van Gelder I, Willingshofer E, Sokoutis D, Cloetingh S** (2017) *The interplay between subduction and lateral extrusion: A case study for the European Eastern Alps based on analogue models*. *Earth and Planetary Science Letters* 472:82-94. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.012>
- Van Unen M, Matenco L, Demir V, Nader F H, Darnault R, Mandic O** (2019) *Transfer of deformation during indentation: Inferences from the post-middle Miocene evolution of the Dinarides*. *Global and Planetary Change* 182:103027. s
- Vanneste K, Camelbeeck TA, Verbeeck K, Meghraoui M** (2001) *150-kyr. record of sur-face faulting from new trench site across the Bree fault escarpment, Roer Valley Graben. Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe*. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18:1–5.
- Várkonyi A** (2012) *Late Cenozoic deformation and sedimentation based on seismic and borehole data in North Somogy (south-western Hungary)*. MSc thesis, Eötvös Univ, Depts Regional Geol, Phys and Appl Geol & MTA-ELTE Geol, Geophys and Space Sci Res Group, 97 p.
- Várkonyi A, Törő B, Sztanó O, Fodor L** (2013) *Late Cenozoic deformation and tectonically controlled sedimentation near the Balaton zone (central Pannonian basin, Hungary)*. In: *Occasional Papers of the Geol & Geophys Inst Hung*, 72–73 (ISSN 2064-0293, ISBN 978-963-671-294-5).
- Visnovitz F, Horváth F, Fekete N, Spiess V** (2015) *Strike-slip tectonics in the Pannonian Basin based on seismic surveys at Lake Balaton*. *Int J Earth Sci* 104:2273–2285.
- Wackernagel H** (2003) *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer Science & Business Media.
- Wald DJ, Allen TI** (2007) *Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions and Amplification*. *Bull Seismol Soc Am* 97:1379-1395. <https://doi.org/10.1785/0120060267>
- Wald DJ, McWhirter L, Thompson E, Hering AS** (2011) *A New Strategy for Developing Vs30 Maps*. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2300:1-12
- Waldhauser F** (2001) *hypoDD - A program to compute double-difference hypocenter locations*. *US Geol. Surv. Open File Report*, 01-113
- Waldhauser F, Ellsworth WL** (2000) *A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90:1353–1368.
- Wéber Z** (2006) *Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location*. *Geophysical Journal International* 165(2): 607-621. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02934.x>

- Wéber Z** (2009) *Estimating source time function and moment tensor from moment tensor rate functions by constrained L_1 norm minimization*. *Geophysical Journal International* 178(2): 889-900. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04202.x>
- Wéber Z** (2016a) *Probabilistic waveform inversion for 22 earthquake moment tensors in Hungary: new constraints on the tectonic stress pattern inside the Pannonian basin*. *Geophysical Journal International* 204(1): 236-249. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv446>
- Wéber Z** (2016b) *Source parameters for the 2013–2015 earthquake sequence in Nógrád county, Hungary*. *Journal of Seismology* 20(3):987-999. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9576-6>
- Wéber Z** (2018) *Probabilistic joint inversion of waveforms and polarity data for double-couple focal mechanisms of local earthquakes*. *Geophysical Journal International* 213(3):1586-1598. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy096>
- Wéber Z, Czece B, Süle B, Bondár I** (2020) *Source analysis of the March 7, 2019 $M_L=4.0$ Somogyaszob, Hungary earthquake sequence*. *Acta Geodaetica et Geophysica* 55(3):371-387. <https://doi.org/10.1007/s40328-020-00311-7>
- Wéber Z, Süle B** (2014) *Source properties of the 29 January 2011 $M_L 4.5$ Oroszlány (Hungary) mainshock and its aftershocks*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104(1):113-127. <https://doi.org/10.1785/0120130152>
- Werner C, Wegmüller U, Strozzi T, Weismann A** (2003) *Interferometric point target analysis for deformation mapping*. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '03. Proceedings IEEE International* <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1295516>
- Wiesenberg L, Weidle C, El-Sharkawy A, Timkó M, Lebedev S, Meier T** (2022) *Measuring the phase of ambient noise cross correlations: anisotropic Rayleigh and Love wave tomography across the Oman Mountains*. *Geophysical Journal International*, 231(2):1233-1251
- Windhoffer G, Bada G, Nieuwland D, Wórum G, Horváth F, Cloetingh S** (2005) *On the mechanics of basin formation in the Pannonian basin: inferences from analogue and numerical modelling*. *Tectonophysics* 410:389–415.
- Wórum G** (1999) *A Mecsek-Villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján (The structure and evolutionary events of the Mecsek-Villány region based on the analysis of seismic profiles)*. MSc thesis, Eötvös Univ, Dept Geophys. 117 p.
- Wórum G, Hámori Z** (2004) *A BAF kutatás szempontjából releváns a MOL Rt. által készített archív szeizmikus szelvények újrafeldolgozása (The reprocessing of the archive seismic profiles of MOL Plc. relevant for the research of the BAF)*. Research report. Geomega Ltd. Budapest, 39 p.
- Wórum G, Koroknai B, Koroknai Zs, Fekete-Németh V, Kovács G, Tóth T** (2020) *Young geological deformations in Hungary*. Geomega Ltd., Budapest. <https://doi.org/10.17632/dnjt9cmj87.1>
- Xiong W, Yu P, Chen W, Liu G, Zhao B, Nie Z, Qiao X** (2022) *The 2020 $M_w 6.4$ Petrinja earthquake: a dextral event with large coseismic slip highlights a complex fault system in northwestern Croatia*. *Geophysical Journal International* 228(3):1935-1945. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab440>
- Yang Y, Ritzwoller MH, Levshin AL, Shapiro NM** (2007) *Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe*. *Geophysical Journal International*, 168(1):259–274, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x
- Yao H, Van Der Hilst RD, De Hoop MV** (2006) *Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – I Phase velocity maps*. *Geophysical Journal International*, 166(2):732–744, doi:10.1111/j.1365246X.2006.03028.x
- Yong A** (2016) *Comparison of Measured and Proxy-Based VS30 Values in California*. *Earthq Spectra* 32:171-192. <https://doi.org/10.1193/013114eqs025m>
- Yong A, Hough SE, Iwahashi J, Braverman A** (2012) *A Terrain-Based Site-Conditions Map of California with Implications for the Contiguous United States*. *Bull Seismol Soc Am* 102:114-128. <https://doi.org/10.1785/0120100262>
- Yu C, Li Z, Penna N T** (2018b). *Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model*. *Remote Sensing of Environment*, 204:109-121. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.038>
- Yu C, Li Z, Penna NT, Crippa P** (2018a). *Generic atmospheric correction model for Interferometric Synthetic Aperture Radar observations*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10):9202-9222. <https://doi.org/10.1029/2017JB015305>
- Yu C, Penna NT, Li Z** (2017). *Generation of real-time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations*. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(3):2008-2025. <https://doi.org/10.1002/2016JD025753>
- Zámolyi A, Székely B, Draganits E, Timár G** (2010) *Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain*. *Geomorph* 122:231–243.
- Zhu L, Kanamori H** (2000) *Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions*. *Journal of Geophysical Research* 105(2):2969–2980
- Zhu LP** (2000) *Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves*. *Earth and Planetary Science Letters* 179:183–190 [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00101-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00101-1).
- Zsíros T** (2000) *A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995)*. MTA Földtudományi Kutatóközpont GGKI, Budapest, 495 o.
- Zsíros T** (2014) *Magyar földrengés katalógus (456-2010), számítógépes adatbázis*. Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium, Budapest
- Zsíros T, Mónus P, Tóth L** (1988) *Hungarian Earthquake Catalog (456-1986)*. Budapest, 182 o.

Mellékletek

1. melléklet A Moho mélysége a Pannon-medence alatt (1:1 500 000)
2. melléklet A Conrad mélysége a Pannon-medence alatt (1:1 500 000)
- 3a. melléklet Az S-hullám terjedési sebessége a Pannon-medence alatt, 10 km mélységben (1:1 500 000)
- 3b. melléklet Az S-hullám terjedési sebessége a Pannon-medence alatt, 28 km mélységben (1:1 500 000)
- 3c. melléklet Az S-hullám terjedési sebessége a Pannon-medence alatt, 80 km mélységben (1:1 500 000)
4. melléklet Szeizmicitás a Pannon-medence térségében (456-2020) (1:500 000)
5. melléklet Feszültségirányok a Pannon-régióban (1:1 500 000)
6. melléklet GNSS-alapú alakváltozási sebesség mintázatok a Pannon-régióban (1:1 500 000)
7. melléklet PS-InSAR alapú felszíni elmozdulási sebességek (1:1 500 000)
8. melléklet Magyarország fiatal geológiai deformációinak térképe (1:500 000)
9. melléklet Magyarország szeizmotektonikai térképe (1:500 000)
10. melléklet Magyarország szeizmotektonikai veszélyeztetettségi térképe (1:500 000)