

OTDK dolgozat

2D menetidő-tomográfia részletes vizsgálata és alkalmazása fázissebesség térképek előállítására

Németh Kolos

Geofizikus MSc.



Témavezető:

Timkó Máté

Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
1.1. Pannon-medence	4
1.2. Szeizmikus háttérzaj tomográfia	5
1.3. Motiváció & Célkitűzés	6
2. Elméleti háttér	7
2.1. A mikroszeizikus háttérzaj	7
2.2. Háttérzaj tomográfia	8
2.3. Jelfeldolgozás	10
2.4. Menetidők meghatározása	12
2.5. Fast marching módszer	12
2.6. Az inverz feladat	13
3. Adatok	16
3.1. A PACASE állomáshálózat	16
3.2. Az adatok letöltése	16
4. Eredmények	19
4.1. Adatfeldolgozás és keresztkorreláció	19
4.2. A keresztkorreláció validálása	24
4.3. Fázissebességek kimérése	26
4.4. Fázissebesség görbék kiválasztása és minőség-ellenőrzése	28
4.5. Kiválasztott görberészek összehasonlítása	30
4.6. Minőség-ellenőrzött fázissebesség görbék	30

4.7. Tomográfiás számítások	34
4.7.1. Szintetikus tesztek	34
4.7.2. Paramétertesztek	38
4.7.3. Valós adatok inverziója	42
5. Összegzés	45
6. Kitekintés & jövőbeli tervek	47
7. Köszönetnyilvánítás	48
Irodalomjegyzék	49
Függelékek	53

1. fejezet

Bevezetés

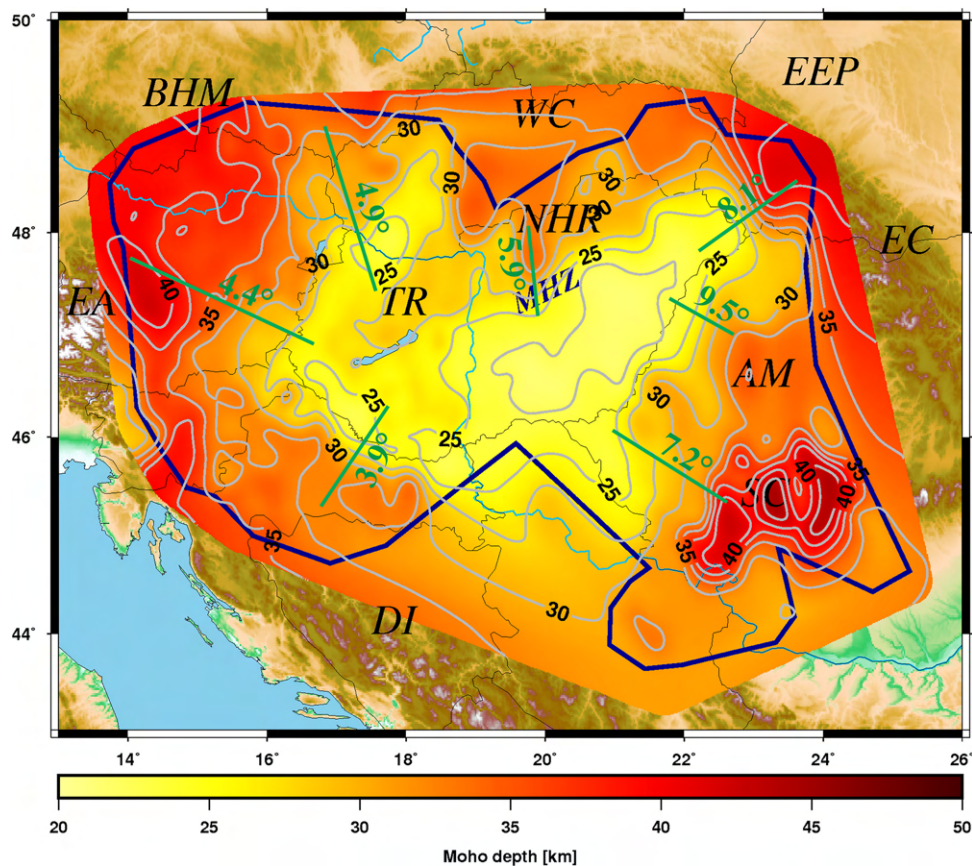
1.1. Pannon-medence

Geológiai szempontból az európai kontinens egyik legérdekesebb területe a Kárpát-Pannon régió, az elmúlt évtizedekben számos tanulmány foglalkozott a mögötte meghúzódó geofizikai és geodinamikai folyamatok megértésével pl. ([Horváth et al., 2006](#); [Handy et al., 2015](#))).

A Pannon-medence délkeleti részén (Alföld) a legvastagabbak a nem konszolidált üledékes rétegek, nagyjából kb. 5-6 km, míg a délnyugati része (a Bécsi medencével együtt) valamivel sekélyebb (kb. 2-3 km) aljzatmélységet mutat. Ezzel szemben a Keleti-Alpokban és a Déli-Kárpátokban nem található kiterjedt üledéktakaró. Megállapítható az is, hogy a Conrad felület a területen lévő üledékes medencék alatt a legsekélyebb (12-16 km), a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok alatt pedig a legmélyebb (24-28 km) (A Conrad felület a határ a felső kontinentális réteg és az alsó között). A Mohorovičić-felület, ami a földkéreg és a földköpeny közötti határfelület, a legsekélyebb (20-26 km) az üledékes medencék alatt. Ettől mélyebben található az Erdélyi-középhegység, az Északi-középhegység és a Dunántúli-középhegység alatt (28-33 km), a legmélyebben (40-45 km) pedig a Keleti-Alpok és a Déli-Kárpátok alatt van ([Kalmár et al., 2021](#)). Az 1.1 ábrán látható a Moho felület mélysége a Pannon-medence területén.

A Pannon medencében a szeizmicitás mérsékeltnek mondható. Az eddigi események alapján elmondható, hogy a földrengések leginkább a kéreg felső részében jelennek meg (az itt jellemző geofizikai paraméterek miatt ebben a tartományban deformálódhatnak törésesen a kőzetek ([Lenkey et al., 2002](#))). Emellett, a Pannon-medence alatti litoszféra elvékonyodásnak köszönhetően, a földrengések epicentrumai az ország egész területén megjelennek ([Wéber et al., 2020](#)).

A Pannon-medence területén a földi hőáram a világszátlagnak legalább a kétszerese, emellett a kéreg jelentősen kivékonyodott. Az átlagosan 80 mW/m^2 és 110 mW/m^2 közötti felszíni hőáram a medencétől kifelé haladva fokozatosan csökken, a Kárpát-peremvidéken értéke 35 mW/m^2 és 45 mW/m^2 közé esik. A Kárpát-régió középső részén a kéreg vastagsága nagyjából 25-27 km. Kifelé haladva ez az érték fokozatosan növekszik, a Külső-Kárpátok és a Kárpát-előmélység területén a kéregvastagság eléri az 55-60 km-t ([Bodri, 1981](#); [Lenkey et al., 2002](#)).



1.1. ábra. Interpolált Moho mélységtérkép. Szürke vonalként láthatóak a Moho felület kontúrvonalai (2,5 km sűrűen, 5 km-enként feliratozva) [Kalmár et al. \(2021\)](#).

A jelentős mennyiségű kutatás ellenére továbbra is számos kérdés maradt megválaszolatlan, úgy mint az Erdélyi-medence érdekes topográfiai viszonyainak eredete, Keleti-Alpok és a Pannon-medence átmeneti zónájának megértése. Sokat vitatott kérdés még, hogy volt-e a Keleti-Kárpátok területén szubdukció. Szubdukcióra utaló vulkáni testek ugyan vannak, de sok az olyan geológiai modell, amely ettől eltér, így nincs direkt bizonyíték ([Kovács et al., 2012](#)). A perdöntő bizonyíték egy kellően megbízható és részletes sebességmodell lenne, viszont erre adatok hiányában eddig nem volt lehetőség.

1.2. Szeizmikus háttérzaj tomográfia

A szeizmológia fejlődésével megjelenő új módszerek közül az egyik a szeizmikus háttérzaj tomográfia. Az eljárás előnye, a földrengéseken alapuló tomográfias módszerekkel szemben, hogy – ahogyan azt a neve is mutatja – a mindenütt jelenlévő szeizmikus zajt használja fel (ami független a földrengésektől), így mérsékelt és gyenge szeizmicitású területeken is alkalmazható. A módszer hátránya, hogy megfelelően nagy állomássűrűség és lefedettség szükséges hozzá. Korábban a Kárpát-Pannon régióban ez a feltétel nem teljesült, hiszen az Északnyugati-Kárpátok területén nem volt kellően sűrű lefedettség, ám az *AlpArray* programon kiegészítéseként létrehozott *PACASE* ideiglenes állomáshálózatnak köszönhetően a terület alkalmassá vált arra, hogy ezen módszerrel kutassák. Az elmúlt években készült több szeizmikus háttérzaj alapú tomográfia a terület vizsgálatára

(pl. [Ren et al., 2013](#); [Timkó et al., 2019](#); [Szanyi et al., 2021](#); [Timkó et al., 2022](#)), ám ezek eltérő módszerekkel és modellekkel dolgoztak.

1.3. Motiváció & Célkitűzés

Dolgozatom elsődleges célja, hogy a *PACASE* ideiglenes állomáshálózat felhasználásával bemutassam a zajtomográfiás kutatások legfontosabb lépéseit. A szeizmikus zajból kinyert diszperziós görbék segítségével számos, már korábban is említett kérdésre kaphatunk választ a Pannon-medencével kapcsolatban. Erre a feladatra a legalkalmasabb a zajtomográfia, hiszen a hálózat átlagos állomástávolsága meglehetősen kicsi, ami nehézkessé teszi a klasszikus, földrengéseken alapuló képalkotó módszerek minden potenciáljának kiaknázását.

A választott képalkotási módszerem a szeizmikus háttérzaj tomográfia, amivel az alacsony szeizmicitású Pannon-medence kutathatóvá válik. Azonban ennek a módszernek nincs egységesen ajánlott feldolgozási munkafolyamata [Bensen et al. \(2007\)](#) óta. Elméleti ismereteink azóta jelentősen fejlődtek. Céлом, hogy pontosítsam a már meglévő munkafolyamatot, részben általánosan, részben pedig a Pannon-medence zajviszonyainak megfelelően.

A tomográfiás számítások elengedhetetlen bemenő adatai a diszperziós görbék, amelyeket a munkafolyamat bemutatásával párhuzamosan elő is állítok, majd a kapott görbét minőség-ellenőrzésnek vetem alá. Ezeket az eredményeket felhasználva olyan tomográfiás számítások végezhetőek el, amelyeknek köszönhetően a Kárpát-Pannon régió sebességteréről pár 10 km-es mélységtől kezdődően akár egészen az asztenoszféra legfelső részéig képet kaphatunk. Ehhez szükséges egy tomográfiás program elkészítése és részletes tesztelése, amely képes a bemenő adatként érkező diszperziós görbékből és az állomások pontos helyzetéből inverzió során a sebességtér értékeit előállítani egy adott perióduson.

2. fejezet

Elméleti háttér

2.1. A mikroszeizmikus háttérzaj

Azt a szeizmométerek által regisztrálható földmozgást nevezzük szeizmikus zajnak, amely nem földrengéshez vagy robbantáshoz kapcsolódik. Mikroszeizmikus zajnak nevezzük az 1 Hz -nél alacsonyabb frekvenciájú jelet keltő természetes eredetű zajt. Az 1 Hz -nél magasabb frekvenciájú zaj többnyire antropogén tevékenységhez köthető, de ide sorolható a szél és a gyorsan változó atmoszférikus jelenségek által keltett zaj is. Fontos még megemlíteni a Föld folytonos szabad oszcillációja által okozott 500 és 50 s közötti alacsony frekvenciájú zajokat, melyet a Föld "hümmögésének" (*"Earth's hum"*) nevezünk. Ennek eredete még vitatott, egyes elméletek szerint az atmoszférában keletkező turbulencia kölcsönhatásba lépve az óceánokkal kelthet ilyen alacsony frekvenciájú jelet az óceánok aljzatán (Rhie and Romanowicz, 2004), míg mások szerint ezt a zajt a kontinentális selfeken terjedő óceáni hullámok okozzák (Webb, 2007).

A mikroszeizmikus zaj frekvenciatartományában két zajcsúcs figyelhető meg. Ezek az úgynevezett elsődleges (*primary*) és másodlagos (*secondary*) csúcsok, amelyek forrása főként az óceánok hosszú-periódusú hullámozása (Lee et al., 2013).

Amikor az óceán hullámai ütköznek a szárazföldi partszakasszal, akkor az akusztikus energia egy része továbbjut a kéregbe. Ez az óceánhullámokból közvetlenül átalakult szeizmikus energia (elsődleges mikroszeizmikus zaj) többnyire Rayleigh-hullámként terjed –de részben Love-hullámként is (Gualtieri et al., 2020)–, melynek uralkodó periódusideje 8-20 s (Lee et al., 2013).

A legmarkánsabb zaj a másodlagos, vagy más néven dupla-frekvenciájú (*double-frequency*) szeizmikus zaj, melynek periódusideje $\sim 4 - 10$ s. Ahogy az óceán hullámai eléri a partot, visszavert hullámok keletkeznek, és nemlineáris kölcsönhatásba lépnek a beeső hullámokkal a sekély területeken, mely a szabványos óceáni hullám frekvenciájának megduplázódását eredményezi. A beérkező hullámok nyomásmplitúdója exponenciálisan csökken, míg az állóhullámok amplitúdója a vízmélység növekedésével közel állandó marad. A másodlagos szeizmikus zaj teljesítménye jelentős változást mutathat az egyes évszakokban (ún. *seasonal variation* (Holcomb, 1998)). A Föld északi féltekén a zajszint nagysága télen jóval nagyobb, mint nyáron, hiszen az északi féltekén télen főként aktívabb óceáni viharrendszerek hajtják a hullámozást.

A szeizmikus zajt elsősorban felületi hullámok alkotják, illetve főként azon belül a Rayleigh típusú hullám alapl módusa. A felületi hullámok diszperzív hullámok, tehát a különböző periódusú komponensek karakterisztikus behatolási mélysége frekvenciafüggő. Így tehát, ha egy olyan modellt képzelünk el, melyben a mélység szerint nő a terjedési sebesség, akkor a hosszabb periódusidejű komponensek érkeznek be először. Így, ha ismerjük a periódusidő-sebesség összefüggést, akkor becsülhetők a közeg rugalmas paraméterei.

2.2. Háttérzaj tomográfia

A szeizmológia fejlődésének köszönhetően napjainkban már nem csak a földrengések és a robbantások használhatóak a Föld belső szerkezetének vizsgálatához, hanem a szeizmikus háttérzaj is. Mivel ez a szeizmikus zaj mindenütt jelen van és független a földrengések előfordulásától, így ez a módszer kifejezetten hasznos földrengésekben ritka területeken. A mikroszeizmikus zajon alapuló felületihullám-tomográfia (*ambient noise tomography*) főleg a rövid (<20 s) és a közepes (20-50 s) periódusidejű felületi hullámok csoport- és fázissebességének meghatározása során hasznos (Bensen et al., 2007).

Elméletben (Derode et al., 2003) és gyakorlatban (Shapiro and Campillo, 2004) is egyaránt bizonyított, hogy két szeizmikus állomás közötti becsült Green-függvény kinyerhető az állomások közötti környezeti zajok hosszú időn vett átlagos keresztkorrelációjának időderiváltjából.

Az elmélet alapja, hogy az ún. diffúz hullámterek (pl. mikroszeizmikus hullámter) véletlenszerű amplitúdójú és fázisú hullámokból állnak, melyek minden lehetséges irányban terjednek, így tartalmazzák az összes lehetséges útra vonatkozó információt. Ez azt jelenti, hogy két állomás között a Green-függvény visszanyerhető a diffúz hullámterek keresztkorrelációs-függvényéből, mivel a keresztkorrelációs-függvény a Green-függvényhez tart (Shapiro and Campillo, 2004). A mikroszeizmikus zaj forrásaira véletlenszerű egyenletes eloszlást feltételezünk, ami diffúz hullámteret hoz létre. Ezek a véletlenszerű zajok összeadódnak és az állomáspárokat összekötő vonalak (főkör) kivételével kiátlagolódnak és kioltják egymást.

Jól ismert tény az is, hogy a Green-függvény ismeretében becsülhetők a közeg elasztikus tulajdonságai (pl. fázis- és csoportsebesség). Ez az úgynevezett time-domain Green-függvény (TDGF) becslés, mely mindössze a zajmezőn alapszik, tartalmazza az összes tenzor komponensét a Green-függvénynek.

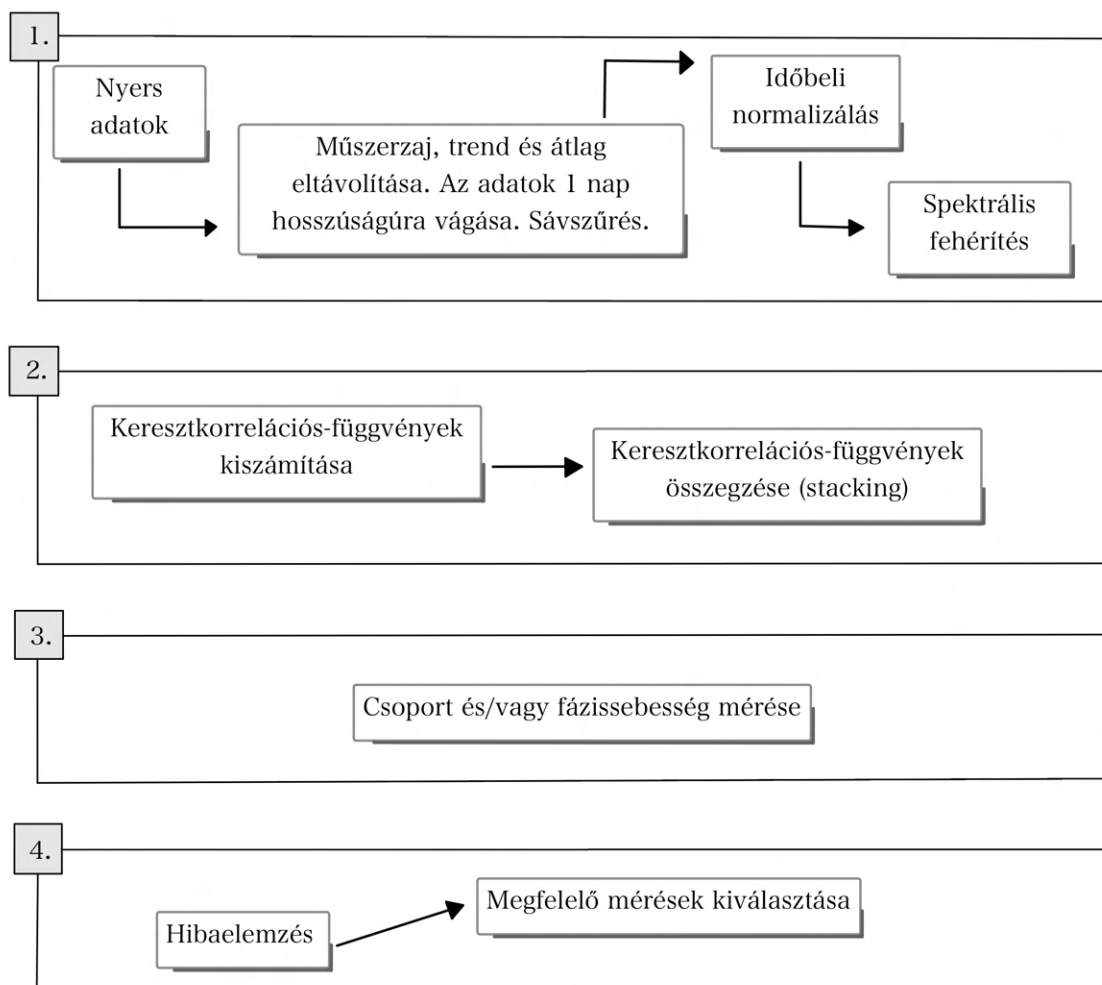
A zajtomográfias adatgyűjtés sok mindenben eltér a klasszikus (földrengéseken alapuló) felületi-hullám tomográfiától. Hátránya, hogy elméletileg a zaj csak abban a frekvenciatartományban használható, ahol a zajspektrum erős, nagyjából 2 és 60 s között, így ennek a módszernek jóval sekélyebb a behatolási mélysége. Emellett az adatfeldolgozás folyamata jóval idő és adatigényesebb, a folytonos idősorok begyűjtése és keresztkorrelációja miatt. Maga a módszer viszonylag fiatal, így az elméleti kidolgozottságban is lehetnek hiányosságok.

Ezekkel szemben előnyei is vannak a klasszikus módszerekkel szemben. Mindenhol használható – ahol elegendő állomás áll rendelkezésre –, illetve nem kell nagy energiájú

eseményekre várni. A szeizmikus zaj karakterisztikus teljesítményéből az is következik, hogy ez a módszer inkább a felszín közeléből (kéreg és a köpeny legfelső része) hordoz magában információt.

Ideális esetben a klasszikus, valamint a zajadatokon alapuló felületi hullám diszperziós görbék együttes feldolgozása lenne a cél. Így megfelelő felbontás érhető el a felszínhez közel és földköpenyben is. Habár ezen adatok együttes inverziója elméletileg lehetséges, gyakorlati tapasztalatok alapján ez egyelőre nem megoldott (Kästle et al., 2016).

A széleskörű lefedettséggel rendelkező szeizmológiai állomáshálózatok, amelyek első sorban a földrengések megfigyelésére szolgálnak, folyamatosan mérik a szeizmikus háttérzajt, emellett ma már regisztrálják a folytonos talajgyorsulást is. Ezekből a felvételekből, a megfelelő feldolgozási lépések elvégzésével, a hálózat összes állomáspárjának keresztkorrelációs-függvénye alapján meghatározhatóak a becsült Green-függvények.



2.1. ábra. Az adatfeldolgozás lépéseinek sematikus ábrája. Az első fázisban az egyes állomásokra elvégzendő előfeldolgozási lépések szerepelnek, amiket a keresztkorreláció előtt kell végrehajtani. A második fázis felvázolja keresztkorrelációs eljárást és a függvények összeadását (stacking). A harmadik fázis tartalmazza a diszperziós mérést, a negyedik fázis pedig a hibaelemzést és a megfelelő adatok kiválasztását.

Kutatásom munkamenete és elméleti háttere [Bensen et al. \(2007\)](#) cikken alapszik, egyik kitűzött célom ezen munkamenet lépéseinek tesztelése és pontosítása.

Az adatfeldolgozás menete [Bensen et al. \(2007\)](#) alapján 4 fő részre bontható: (1) Az egyes állomások adatainak előkészítése, (2) keresztkorrelációs függvények kiszámítása és összegzése, (3) diszperziós görbék kimérése és (4) Minőségi-ellenőrzés és a hibabecslés.

2.3. Jelfeldolgozás

Ahhoz, hogy a szeizmikus zaj megbízható információ-forrás legyen a felszín alatti tér-rész fizikai tulajdonságairól, két dologra van szükségünk: (1) sok állomás és (2) hosszú – eseményektől mentes – folytonos adatrendszer. Az adatgyűjtést, valamint az állomásokon mért idősorok előfeldolgozását állomásonként végezzük el. Jellemzően azok a jelek, amelyekre kíváncsiak vagyunk a zajszint alatt maradnak. Szerencsére ezek (kvázi)permanens jelek, tehát mindig jelen vannak.

Az zajadatok feldolgozásának első lépése a hullámformák előkészítéséből áll, minden állomásra egyénileg. Ennek a fázisnak a célja a műszerkorrekció elvégzése és a környezeti zajok kihangsúlyozása a földrengések, illetve egyéb zavaró tényezők hatásának csökkentésével. A földrengések zavaró hatása 15 s periódusidő felett a legjelentősebb, így az adatfeldolgozás ezen lépése a mikroszeizmikus sávnál hosszabb periódusidők esetén a legfontosabb. Továbbá, mivel a környezeti zaj spektrális amplitúdója a mikroszeizmikus sávban csúcsosodik ki (tehát ott a legerősebb), különböző módszereket kell alkalmazni arra, hogy a hosszabb periódusú szeizmikus zajok is kinyerhetők legyenek az adatokból.

A 2.1 ábra mutatja be az általánosan alkalmazott lépéseket, amelyekből a feldolgozás első fázisa áll: műszerzajok eltávolítása, trend és átlag eltávolítása, sávszűrés alkalmazása, időbeli normalizálás és spektrális fehérítés. Jellemzően ezen feldolgozási lépéseket 24 óra hosszú adatsorra alkalmazzák.

A diffúz zajmezőt a földrengések beszennyezik, amiknek a fázis-spektruma függ a földrengés fészekmechanizmusától, amely a zajtól igencsak különböző. Emellett nagy amplitúdóval rendelkezik, amely mindennel korrelál. Így elsődleges célunk a zavaró jelek elnyomása.

A legfontosabb lépés az egyállomásos adatfeldolgozás során az időbeli normalizálás. Ez egy olyan eljárás, amely csökkenti a földrengések, műszer szabálytalanságok és az állomások közelében lévő nem stacionárius zajforrások keresztkorrelációra kifejtett hatását. Mivel a földrengések előfordulása szabálytalan, így ezek az automatizált adatfeldolgozás egyik legnagyobb akadályai közé tartoznak. Emellett a nagyobb földrengésekkel ellentétben, amelyeknek a hozzávetőleges időpontja és helye szerepel a nyilvántartásokban, a világ nagy részén tapasztalható kisebb földrengésekről nincsenek feljegyzések. Ezért kiemelten fontos, hogy a földrengések zavaró jeleinek eltávolítása ne manuálisan történjen, különböző feljegyzések alapján, hanem automatizált legyen.

Többféle normalizációs eljárás közül lehet választani, ilyen például az egy-bites (one-bit) normalizáció ([Shapiro and Campillo, 2004](#)), ami talán a "legagresszívabb" mind közül, cserébe viszont a legegyszerűbb, leggyorsabb is. Ezen eljárás során mindössze a nyers

hullámformák előjelét tartjuk meg, azaz minden pozitív amplitúdót kicserélünk +1-re, minden negatív amplitúdót pedig -1-re.

Egy másik módszer során egy ún. *"clipping threshold"*-ot alkalmazunk, amely egy olyan vágási küszöb, amely megegyezik a jel effektív amplitúdójával az adott napon (Sabra et al., 2005). A küszöböt a naponta mért szórások minimumaként határozzuk meg. Ideális esetben ebben az időintervallumban kevés szeizmikus esemény jelenik meg, így a küszöböt mindössze a zaj határozza meg. Ennek köszönhetően a nagyobb események hatása csökken, a szeizmikus zajok magas frekvenciatartalma pedig kevésbé sérül.

Talán a legelterjedtebb (és sokak szerint legjobb) eljárás a futóátlag normalizálás (*running-absolute-mean normalization*), melynek során kiszámítjuk a hullámforma abszolút értékének futó átlagát egy adott hosszúságú időablakban, és a hullámformát az átlag inverzével súlyozzuk az ablak közepén. Ez a módszer azért is igen elterjedt, mivel kevésbé rontja a hullámformát. Egy d_j diszkrét idősor esetén a normalizáló súly értékét az n időpontban a következő módon számolhatjuk ki:

$$w_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j|, \quad (2.1)$$

így a normalizált idősor $\tilde{d} = d_n/w_n$ lesz, $2N+1$ pedig az időablak szélessége. Az egymintás ablak ($N = 0$) egyenértékű az egy-bites normalizációval, míg egy nagyon széles ablak megközelít egy újraskálázott eredeti jelet, ahogyan $N \rightarrow \infty$ (Bensen et al., 2007).

Az előfeldolgozás utolsó lépése a spektrális fehérítés. A környezeti zaj nem lapos a frekvenciatartományban, azaz nem spektrálisan fehér, hanem megjelennek a spektrumban különböző amplitúdó csúcsok. A spektrális fehérítés, vagy más néven a spektrális normalizálás elsimítja ezeket az amplitúdó csúcsokat, miközben a sáv szélességet megnöveli. A 2.2 egyenletben látható, hogy a folyamat során a spektrum értékét a spektrum abszolút értékével normáljuk.

$$\langle |CCF(f)| \rangle = \frac{CCF(f)}{|CCF(f)|} \quad (2.2)$$

A jelfeldolgozás elvégzése után számítjuk ki a keresztkorrelációs-függvényeket. Számos kutatás és vizsgálat eredményének köszönhetően (Sabra et al., 2005) felírható a következő összefüggés:

$$\frac{dC_{ij}}{dt} \approx -G_{ij}(\mathbf{r}_1; \mathbf{r}_2, t) + G_{ji}(\mathbf{r}_2; \mathbf{r}_1, -t), \quad (2.3)$$

Ahol $C_{ij}(1, 2, t)$ a szeizmikus zaj keresztkorrelációja két állomás között (1. állomás $\mathbf{r}_1$ -ben, i komponens; 2. állomás $\mathbf{r}_2$ -ben, j komponens). A TDGF $G_{ij}(\mathbf{r}_1; \mathbf{r}_2, t)$ összeköt egy i irányú egységnyi koncentrált impulzus elmozdulást $\mathbf{r}_1$ -ben a j irányú elmozdulási válasszal $\mathbf{r}_2$ -ben.

A C_{ij} keresztkorrelációt a $u_i(\mathbf{r}_1, t)$ és a $u_j(\mathbf{r}_2, t)$ megfigyelt mezőkből számíthatjuk ki úgy, hogy integráljuk az egész megfigyelési időn (T)

$$C_{ij}(1, 2, \tau) = \int_0^T u_i(\mathbf{r}_1, t) u_j(\mathbf{r}_2, t + \tau) d\tau. \quad (2.4)$$

2.4. Menetidők meghatározása

Ahhoz, hogy tomográfiás számításainkat elvégezhessük, elengedhetetlen, hogy egy forrás és egy észlelő között a menetidőket kiszámítsuk, azaz a direkt feladat megoldását megtaláljuk. Vegyünk egy sugarat egy forrás (F) és egy észlelő (E) között. Ekkor a menetidő a következőképpen adható meg:

$$T = \int_F^E \frac{1}{v(x)} dl, \quad (2.5)$$

ahol T jelöli a menetidőt, $v(x)$ a sebességmezőt, dl pedig a sugár egy infinitezimálisan kicsiny szakaszát. Belátható, hogy a 2.5 egyenlet nemlineáris, mivel a sugárutat befolyásolják a közeg sebességviszonyai. Ezt az egyenletet kicsit átalakítva megkapjuk az úgynevezett eikonál egyenletet (2.6), ami leírja rugalmas izotróp közegben a szeizmikus hullámok terjedését a magas frekvenciás tartományban:

$$|\nabla_x T| = \frac{1}{v(x)}. \quad (2.6)$$

Tehát a tér egy tetszőleges pontjában a menetidő gradienseinek nagysága megegyezik ugyanezen ponthoz tartozó sebesség inverzével.

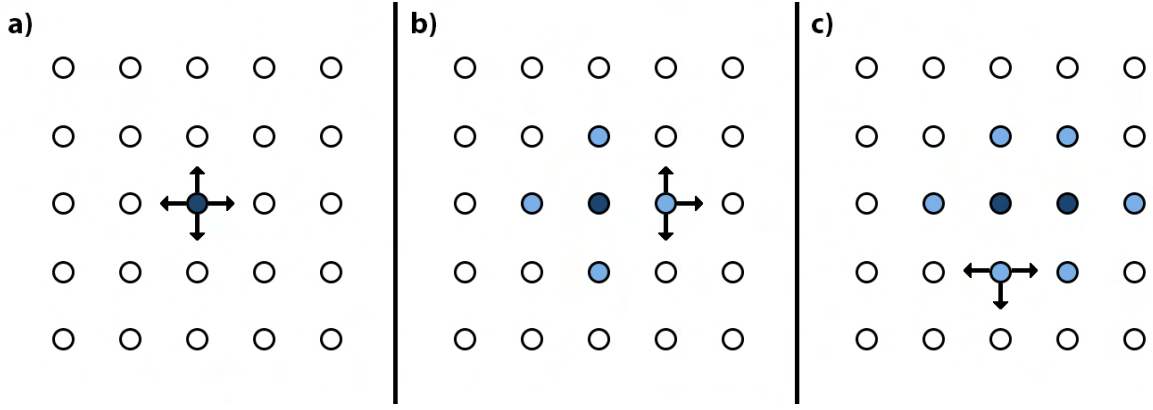
A sugárkövetési probléma megoldására számos eljárást dolgoztak ki, különösképpen az elmúlt évtizedekben, hiszen a numerikus módszerek fejlődése magával hozta a véges differenciák módszerén alapuló eikonál egyenlet megoldó algoritmusok fejlődését. Ezeknél a megoldásoknál az alapvető cél a teljes menetidőmező meghatározása. Magát a direkt feladatot véges differenciák módszerével először Vidale (1990) oldotta meg, ám a számos közelítés miatt, amit az alapötlet követelt meg, ez a módszer tomográfiás számításoknál még nem bizonyult hasznosnak. Vidale munkája az elkövetkezendő években alapjául szolgált számos kutatásnak, ennek köszönhetően évről évre egyre jobban fejlődtek az egyenletet megoldó algoritmusok. Az első továbbfejlesztett algoritmus Cao és Greenhalgh (1994) nevéhez fűződik, majd később Riahi és Juhlin (1994), Hole és Zelt (1995), illetve Koketsu (2000) is fejlesztettek a módszeren, ezzel hozzájárulva szélesebb körben való elterjedéséhez.

A probléma ezeknél az eikonál egyenletet megoldó algoritmusoknál, hogy számos esetben a hullámfront töréseket tartalmaz, így a komplex sebességmező valós hullámfrontja nem differenciálható. Erre a problémára nyújt megoldást az úgynevezett Fast marching módszer (Sethian and Popovici, 1999).

2.5. Fast marching módszer

Az eikonál egyenlet (2.6) megoldását Sethian és Popovici (1999) az úgynevezett első rendű *upwind* közelítéssel írták le egy 3 dimenziós derékszögű rácshálón. Ennek következtében az eikonál egyenlet a következőképpen alakul 2 dimenzióban:

$$\frac{1}{v_{ijk}} = [\max(D_{ij}^{-x}T, -D_{ij}^{+x}T, 0)^2 + \max(D_{ij}^{-y}T, -D_{ij}^{+y}T, 0)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (2.7)$$



2.2. ábra. A Fast marching módszer működését szemléltető ábra 2 dimenziós esetben.

Ahol D^{-x} és D^{+x} operátorok felírhatóak a következő közelítéssel:

$$D^{-x}T = \frac{T(x) - T(x - \delta x)}{\delta x} \quad (2.8)$$

$$D^{+x}T = \frac{T(x + \delta x) - T(x)}{\delta x} \quad (2.9)$$

ahol az $\frac{1}{v_{ijk}}$ az egyes rácspontok (i, j) sebességértékeinek az inverze. Belátható, hogy a 2.7 egyenlet a T_{ij} -ra nézve nemlineáris. A másodfokú egyenlet megoldásakor a lehetséges megoldások közül mindig a nagyobb érték lesz a valós menetidő.

Az 2.2 ábrán a Fast marching módszer működése van szemléltetve, 2 dimenzióban. Az ábra a) részén sötét színnel jelölve látható a forrás. A forrás környező 4 pontjára a menetidők a 2.7 egyenlet alapján meghatározhatóak. Az ábra b) részén világos színnel vannak jelölve a kiszámított pontok, amelyek közül a legkisebb menetidővel rendelkező pont kerül elfogadásra. Ezt követően ismételtén felhasználjuk a 2.7 egyenletet, ezzel a környező pontokra kiszámítva a menetidőt. A c) esetben a kiszámított 6 világos pont közül ismételtén a legkisebb menetidővel rendelkező lesz kiválasztva, majd az ezt körülvevő pontokra szintén meghatározzuk a menetidőket (de Kool et al., 2006) alapján.

2.6. Az inverz feladat

Általános probléma a geofizikában, hogy azokat a fizikai mennyiségeket, amelyekre kíváncsiak vagyunk jellemzően nem tudjuk közvetlenül mérni. Ezen paraméterek meghatározásával foglalkozik a geofizikai inverzió. Az inverzió során a mért fizikai mennyiségekhez igyekszünk egy olyan modellt találni, amely válasza matematikai értelemben kielégíti a mért adatokat. Ehhez a mért értékeinken kívül szükségünk van az úgynevezett direkt feladat megoldására, mellyel adott modellparaméterek esetén a mért mennyiségeink modellezhetők. Az optimális paraméteregyüttes megtalálása nem egyszerű feladat. A célra lineáris, linearizált és nemlineáris megoldási módszereket is alkalmazhatunk.

Esetünkben jelöljük $\mathbf{m}$ -el azt az M elemű vektort, amely a modellparamétereket, $\mathbf{d}_{obs}$ -al pedig azt az N elemű vektort, ami a mért adatokat tartalmazza. A mért adatok jelen

esetben az egyes hullámfázisok menetideje, míg a modellparaméterek jellemzően az egyes rácspontok hullámsebesség értékei.

Jelöljük $\mathbf{g}$ -vel azt az operátort, amely kapcsolatot teremt a modellvektor és az adatvektor között, azaz az elméleti adatok kiszámíthatóak a $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$ összefüggés segítségével. Inverzió során a célunk azon modellparaméter együttesek megtalálása, amelyek esetén a számított ($\mathbf{g}(\mathbf{m})$) és a mért ($\mathbf{d}_{obs}$) adataink a lehető legjobban megközelítik egymást. Vezessük be az $\Psi(\mathbf{m})$ célfüggvényt a modellhiba számszerűsítésére.

A mért és a számított adatok közti eltérés, euklideszi normát használva, a következőképpen adható meg:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}), \quad (2.10)$$

ahol $\mathbf{C}_d$ a mért adatok kovariancia mátrixa. Feltételezve, hogy a menetidők kimerése során az elkövetett hiba korrelálatlan, fennáll, hogy $\mathbf{C}_d = [\delta_{ij}(\sigma_d^j)^2]$ ahol σ_d^j a j -edik fáziskimérés bizonytalansága, δ_{ij} pedig a *Kronecker* szimbólum.

Tomográfiás inverziókról általánosságban elmondható, hogy problémáink túlhatározottak (azaz mérési adataink száma jelentősen meghaladja a meghatározandó paraméterek szám), de a modellnek létezhetnek olyan részei, amelyek alulhatározottak. Ez a modell szélein, nagy mélységben jellemző, hiszen itt a sugárlefedettség alacsonyabb, így a probléma ezen helyeken lokálisan alulhatározottá válik. Azért, hogy az inverzió ne vezessen fizikailag lehetetlen eredményekhez, célfüggvényünket kibővíthetjük regularizációs tagokkal.

Az egyik ilyen bevezethető regularizációs tag az aktuális modell *perturbációja*, azaz a kezdeti modelltől való eltérés, esetünkben $\Phi(\mathbf{m})$. Ez megadható a következő módon:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (2.11)$$

ahol $\mathbf{C}_m$ jelöli a kezdeti modell kovariancia mátrixát. A 2.10 egyenletnél tett feltételezéssel ismét élve (azaz hibáink korrelálatlanok) $\mathbf{C}_m = [\delta_{ij}(\sigma_m^j)^2]$ ahol σ_m^j a j -edik modellparaméter bizonytalansága, míg δ_{ij} ismételten a *Kronecker* szimbólum.

A kezdeti modelltől való eltérés korlátozása mellett lehetőségünk van az úgynevezett *modelldurvaság* szabályozására is. Ennél a regularizációnál a sebességperturbációk térbeli változékonyságát korlátozzuk [Constable et al. \(1987\)](#), amit a következőképpen adhatunk meg:

$$\Omega(\mathbf{m}) = \mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}, \quad (2.12)$$

Ahol $\mathbf{D}$ általában a második derivált operátort jelöli.

A 2.10 - 2.12 egyenleteket együttesen alkalmazva a célfüggvény a következő formát ölti:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} [\Psi(\mathbf{m}) + \epsilon \Phi(\mathbf{m}) + \eta \Omega(\mathbf{m})], \quad (2.13)$$

ahol ϵ a csillapítási (*damping*), míg η a simítási (*smoothing*) együttható, melyek optimális értékét próbainverziókkal lehet megbecsülni.

3. fejezet

Adatok

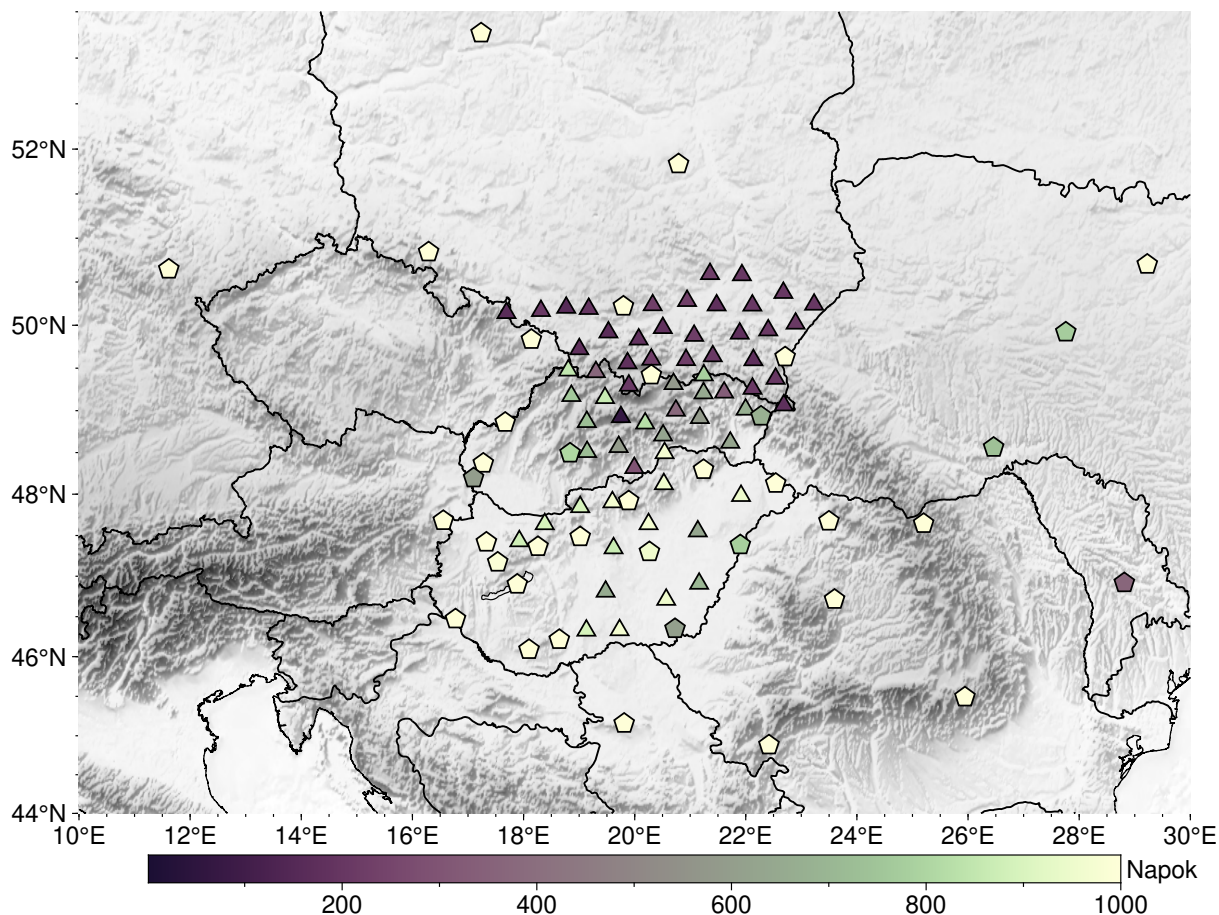
3.1. A PACASE állomáshálózat

A *PACASE* (**P**annonian-**C**arpathian-**A**lpine **S**eismic **E**xperiment) projektet az AlpArray ([Hetényi et al., 2018](#)) program kiegészítéseként hozták létre több európai ország tudományos intézeteinek közreműködésével. Az intézetek egyesített mobil szeizmológiai állomásainak köszönhetően egy széles lefedettségű hálózatot hoztak létre a Kárpátok, a Pannon-medence és a Keleti-Alpok, illetve a Cseh-masszívum területén.

A hálózat 2019 nyarán kezdte meg működését, melyet nagyjából 2 éves működési időre terveztek, de az állomások egy része továbbra is üzemel. Az állomásokért a kinevezett intézetek a felelősek, a begyűjtött adatokat és ezek minőségét ők felügyelik. Az adatok titkosítottak, az ezekhez való hozzáférés csak a résztvevő intézetek számára lehetséges, a tervek szerint csak a kutatás vége után 3 évvel lesznek szabadon elérhetőek.

3.2. Az adatok letöltése

A *PACASE* állomáshálózat 3 ország területén (Magyarország, Szlovákia, Lengyelország) összesen 63 ideiglenesen telepített állomással rendelkezik. Mivel a *PACASE* állomások 2019 nyara óta működnek ezért, kutatásom adatrendszerét 2019 januárja és 2022 februárja közé korlátoztam. Szakirodalmi adatok alapján ez a több mint 3 éves periódus biztosan elegendő megbízható Green-függvények kinyeréséhez ([Bensen et al., 2007](#)). A rendelkezésre álló 63 darab *PACASE* állomást a megfelelő térbeli lefedettség biztosítása érdekében környező permanens állomások adataival is kiegészítettem. Így összesen 101 szeizmológiai állomást választottam ki a kutatásra, ezen állomások elhelyezkedése a [3.1](#) ábrán láthatók. Az ábra az állomások helyzete mellett azt is szemlélteti, hogy az adott állomásról hány napnyi adatot sikerült letölteni (az ábrán csak a Z komponens szerepel). Azt, hogy egy adott állomás esetén melyik komponensből konkrétan hány napnyi adatot sikerült letölteni, a függelékekben a [7.1](#) táblázat mutatja.

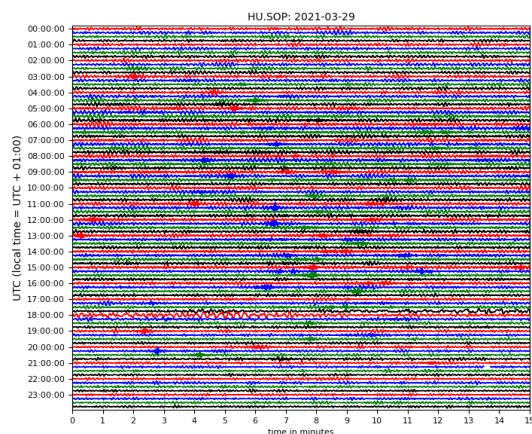


3.1. ábra. Az ideiglenes *PACASE* állomások (háromszögek) és a permanens állomások (ötszögek). A színskála azt mutatja, hogy az egyes állomásokról hány napnyi adatot sikerült letölteni (Z komponens).

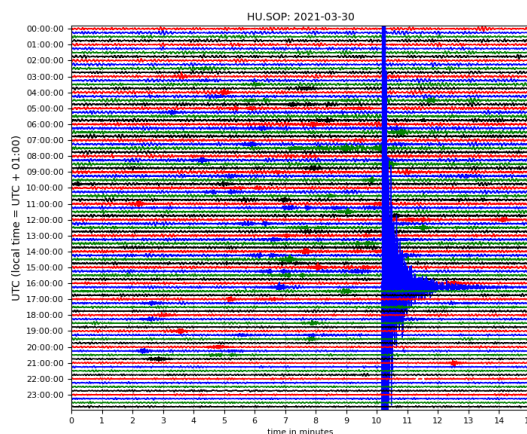
Az adatokat témavezetőm nyílt forráskódú programjával töltöttem le. Ezzel a programmal nem csak a nyers adatokat tudjuk letölteni, hanem lehetőségünk van az adatok előfeldolgozására is. Az adatok begyűjtése közben tehát elvégeztem az idősorok műszeres korrekcióját, valamint eltávolítottam a trendet és az átlagot is. Ezután alkalmaztam egy ún. *anti-aliasing* szűrőt, az aliasing hatás kiküszöbölésére, majd újramintavételeztem az adatsort 5 Hz -re. Ezután az adatokat 24 óra hosszú szeletekre vágtam úgy, hogy az egyes napok elején és végén egy csonkító függvényt alkalmaztam. Ezután ezen idősorokat sávszűrtem egy 200 és 1 s sarokfrekvenciájú sávszűrővel, majd elmentettem a merevlemezre. Ezeken kívül lehetőség van a hullámformák normalizálására és spektrális fehérítésre. Én ezeket a feldolgozási lépéseket csak a keresztkorrelációs-függvények kiszámítása előtt fogom végrehajtani.

Ahogy az a 3.1 ábrán látszik, a különböző állomásokról különböző mennyiségű napi adatot sikerült letölteni. Ennek az egyik oka az, hogy a letöltést a 2019-es év első napjától indítottam, viszont a *PACASE* állomások csak annak az évnek a nyaratól működtek, így abból az időszakból csak permanens állomások által begyűjtött adatok vannak. A másik ok pedig az, hogy amikor a program segítségével elindítjuk a letöltést, akkor lehetőségünk van egy maximális időszávot megadni. Ha ennél több ideig nem működött egy állomás az adott napon, akkor azt a napi adatot a program nem tölti le. Ez azért hasznos, mivel a hiányos napi adatok számunkra fölöslegesek, és így később nem kell ezeket külön kiszűrni

a teljes adatrendszerünkben, ráadásul a letöltés folyamatát is meggyorsítjuk ezzel. Ezt az időablakot 3600 másodpercnek, azaz 1 órának választottam. Ilyen kiesést okozhat egy állomás esetében például egy áramszünet. Vannak több napos, többhetes de akár több hónapos adatkiesések is, ezeket általában komolyabb technikai problémák okozzák. Napjainkban az állomások nagyrésze az adataikat már automatikusan egy központi szerverre töltik fel, de vannak állomások, amelyek a napi adataikat csak lokálisan képesek tárolni, amit időnként valakinek személyesen kell letöltenie. Néhány lengyel és cseh *PACASE* állomásnál, ahol a több mint 2 évnnyi adat helyett mindössze 100-200 napnyi adatunk van, nem gyűjtötték be az állomás által a merevlemezre mentett adatokat és nem töltötték fel a szerverekre, így több hónapnyi adathiány keletkezett ezekben az esetekben. Emellett néhány (leginkább *PACASE*) állomás esetében csak a Z komponenseket sikerült letölteni, E és N komponenst nem. A permanens állomások megbízhatóbban szolgáltatják az adatokat, ezek közül is a legkiemelkedőbbek a romániai **CJR** és **HERR** állomások, amelyekről az összesen vizsgált 1138 napból 1137 napnyi hullámformát sikerült letölteni, mind a 3 komponens esetében. A *PACASE* állomások közül a Magyarország területén lévőek voltak a legeredményesebbek.



(a) Sopron, 2021.03.29



(b) Sopron, 2021.03.30

3.2. ábra. Az ábrákon a soproni szeizmológiai állomás által mért feldolgozatlan napi adatok láthatóak. A 3.2a ábrán 2021.03.29-ei, míg a 3.2b ábrán 2021.03.30-ei napi mérés szerepel. 2021. március 30-án, helyi idő szerint 18:25-kor földrengés keletkezett Ausztriában, közel az országhatárhoz, mintegy 8 km-es mélységben. A földmozgás magnitúdója 4.4 volt a Richter-skálán. Ez a földrengést, amit a műszer is érzékelt, egy sokkal nagyobb amplitúdóval jelent meg, mint a környezeti zajok.

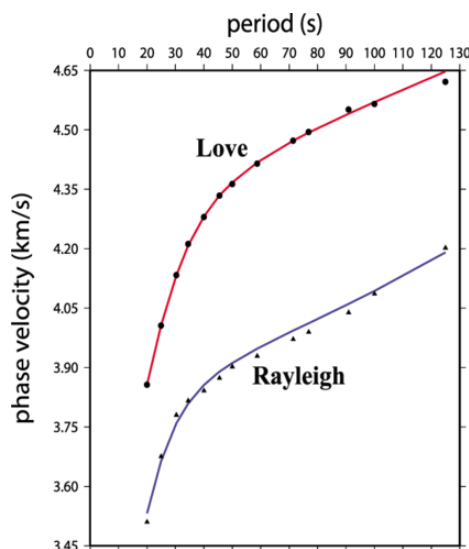
A 3.2 ábrákon látható hullámformák a feldolgozatlan adatok, csak a letöltéskor beállított sávszűrésen és trendeltávolításon estek át. A 3.2a ábrán egy "átlagos" napnak a szeizmikus zaja látható, a 3.2b ábrán pedig egy földrengéssel szennyezett napnak a zaja látható.

4. fejezet

Eredmények

4.1. Adatfeldolgozás és keresztkorreláció

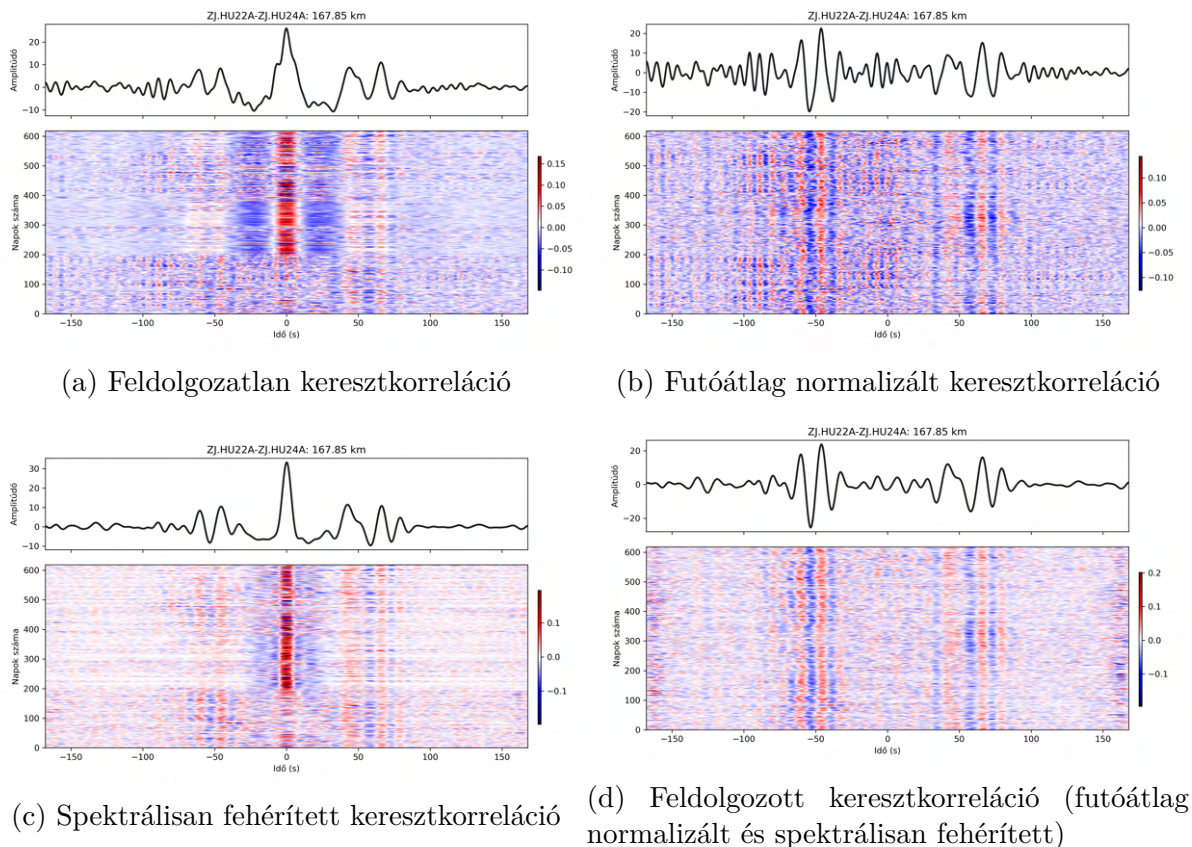
A Rayleigh- és Love-hullámok diszperzív, felületi hullámok, amelyek közül a Love-hullámok a gyorsabbak. A Rayleigh-hullámokkal a talaj elmozdulása ellipszis alakú pályán történik, míg a Love-hullámok esetében a részecskemozgás iránya horizontális, ami a felszín oldal irányban mozgatja, merőlegesen a hullám haladási irányára. A Love-hullám kialakulásához szükséges, hogy legyen legalább egy véges vastagságú réteg a felszínen, melyben a transzverzális hullám (S-hullám) kisebb sebességgel halad, mint az alatta lévő térben. A 4.1 ábrán láthatóak a Rayleigh- és Love-hullámok mért és számított fázissebességei.



4.1. ábra. Megfigyelt (háromszögek, körök) és számított átlagos Rayleigh- és Love-hullám fázissebességek (Fu et al., 2016).

A 3-komponenses szeizmogramok Z, N és E komponenseket rögzítenek, az ezeken megjelenő Rayleigh- és Love-hullámokat a komponensek forgatásával lehet szeparálni. Forgatás után a Z, N, E komponensekből Z, R és T lesz, amelyekből a Z és az R komponensen Rayleigh-hullám lesz jelen, míg T-n Love-hullám.

Az adatok letöltése után a következő lépés az adatfeldolgozás. A feldolgozás három legfontosabb része az időtartománybeli normalizálás, a spektrális fehérítés és a frekvenciatartománybeli szűrés. Ezeket a lépéseket elvégezhetjük az adatok letöltésekor, vagy a keresztkorreláció kiszámítása előtt. Én az utóbbi megoldást választottam, mivel így lehetőségem van elvégezni paramétertesztet a nyers hullámformákon. Mivel én a feldolgozást a keresztkorreláció számításakor végeztem el, így ezek hatása a keresztkorrelált függvényeken látható. A normalizáció típusának futóátlag normalizációt választottam, mivel ez nem ronsolja nagy mértékben a hullámformákat. A 4.2a ábrán (felül) egy olyan keresztkorrelációs-függvény látható, amelynél nem lett elvégezve semmilyen feldolgozási lépés. Megfigyelhető 0 s-nál egy nagy amplitúdójú jel, ami beszenyezi a keresztkorrelációt, emellett a monokróm jelek zavaró hatása is látszik. A 4.2b ábrán látható a futóátlag normalizáció hatása. A két ábrát összehasonlítva szabad szemmel is jól látszik, hogy a normalizációnak köszönhetően el lett távolítva a nagyobb amplitúdójú jel, ami hatással volt a keresztkorreláció végeredményére is. A 4.2c ábrán a spektrális fehérítés hatása látszik, futóátlag normalizáció nélkül. Ez a folyamat a monokróm jelek kiszűrése szempontjából fontos, miközben elsimítja a spektrumban megjelenő amplitúdó csúcsokat. A 4.2d ábrán együttesen látható a spektrális fehérítés és a futóátlag normalizáció hatása.



4.2. ábra. Összesítő ábra a keresztkorrelációs-függvény különböző feldolgozási lépések mellett (Z komponens). Az egyes ábráknál az alsó panel mutatja az ún. *keresztkorrelációs mátrixot*, melyen minden sor egy napi keresztkorrelációs függvényt mutatja. A felső panel a napi adatokból összegzett keresztkorrelációs függvényt mutatja. Mindkét esetben a vízszintes tengely a tolási időt szemlélteti.

A paramétertesztet egyaránt érintették a spektrális fehérítést, a futóátlag normalizálást és a frekvenciatartománybeli szűrést. A spektrális fehérítés során kiszámoljuk a

spektrum abszolút értékét és ezzel normáljuk magát a spektrumot. Ennek a normálásnak az erősségét tudjuk beállítani a `spectrumexp` (*spectrum exponential*) értékének megadásával, így lehetőségünk van a fehérítés mértékének csillapítására. Ez az érték a $[0,1]$ tartományban helyezkedik el. Így a korábban felírt 2.2 egyenlet a következő képpen módosul a `spectrumexp` alkalmazásával:

$$\langle |CCF(f)| \rangle = \frac{CCF(f)}{|CCF(f)|^\nu}, \quad (4.1)$$

ahol ν a `spectrumexp` változót jelöli.

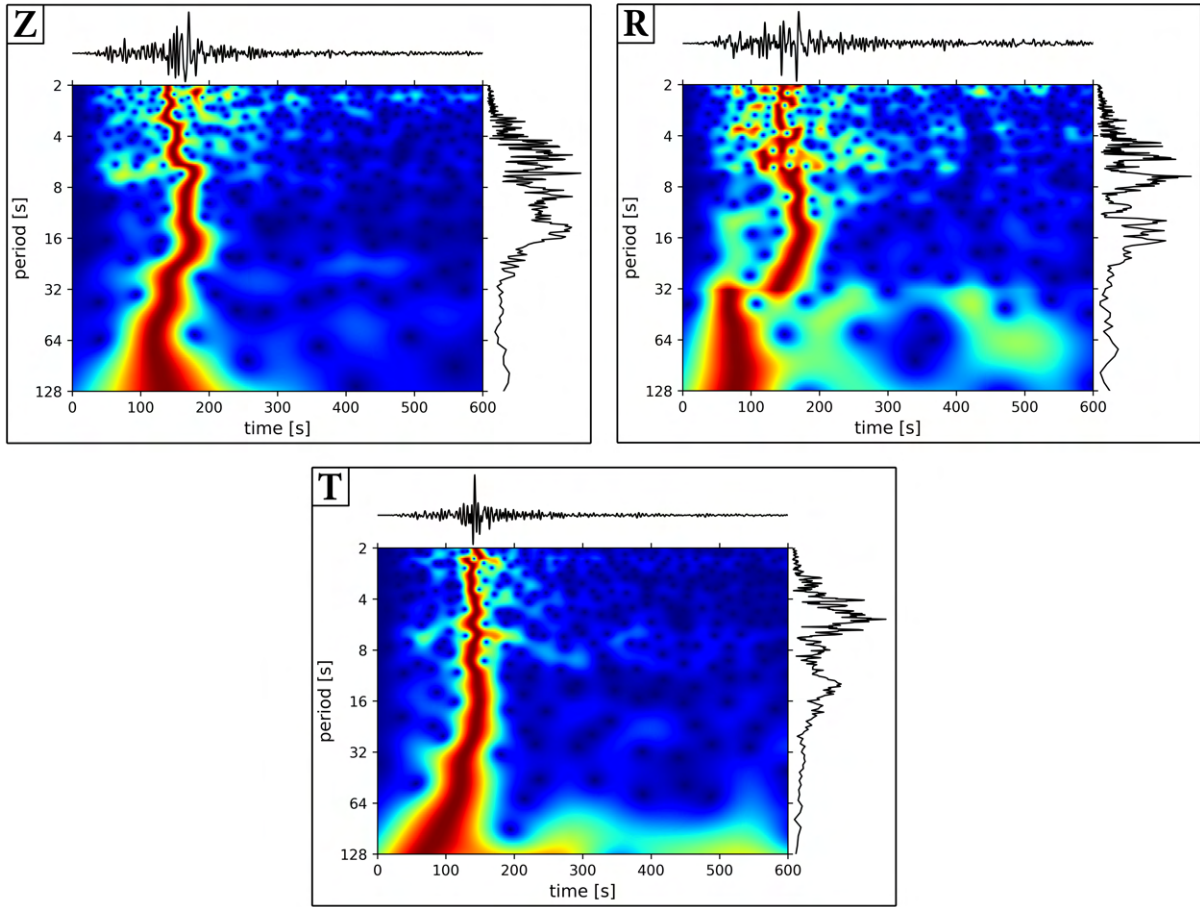
Az `env_exp` (*envelope exponential*) értékének beállításával a 2.5 egyenletben felírt normalizáló súly erősségét tudjuk befolyásolni, amivel a hullámformát súlyozzuk. Ha ez az érték 1, akkor a súlyfüggvény értéke nem változik. 1-nél kisebb szám esetén enyhébb, nagyobb szám esetén durvább a súlyozás mértéke. A szűrők beállításánál egyrészt megválaszthatjuk magát a szűrési tartományt, másrészt pedig eldönthetjük, hogy mennyi szűrőt szeretnénk alkalmazni. Több szűrő esetén alaposabban tudjuk megszűrni a hullámformákat, így lehetőségünk van külön szűrőt alkalmazni a földrengések hatásának eltávolítására és külön a magasfrekvenciás zajok (főként antropogén hatások) megszűrésére. A több szűrő viszont jelentősen hosszabb feldolgozási idővel jár, a gyakorlatban egy 3 szűrős feldolgozás háromszor több ideig is eltarthat, mint 1 szűrő használata esetén. A szűrők használatával a 2.5 egyenlet a következőképpen egészül ki:

$$w_n = \frac{1}{2N+1} \prod_{i=1}^F \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j^i|, \quad (4.2)$$

ahol F a szűrők száma, d_j^i pedig az i -edik szűrővel szűrt idősor.

A 4.1 táblázatban feltüntettem a paraméterteszt során kipróbált különböző értékeket. A 101 állomás összesen $\binom{101}{2}$ féleképpen párosítható, azaz összesen 5050 állomáspár hozható létre. A keresztkorrelációs-függvényre hatással van az állomáspár tagjainak távolsága és pozíciója. Ezek alapján az 5050 állomáspárból kiválasztottam 50 darabot, amelyeken lefuttattam a paraméterteszteket. Ez az 50 állomáspár egyaránt tartalmaz permanens, *PACASE* és "vegyes" párokat, a párok tagjainak távolsága pedig széles skálán mozog (76 km-es távolságtól egészen 665 km-es távolságig szerepelnek párok).

A paramétertesztek kiértékeléséhez a kapott eredményekből *MFT*-t (*Multiple Filter Technique*) (Dziewonski et al., 1969) készítettem. Az *MFT* ábrákon az energia terjedését láthatjuk, amelynek spektrális maximumaiból következtethetünk a csoportsebességekre, de ez a lépés nem egyenértékű a csoportsebességek kimérésével. A 4.3 ábrán látható egy példa *MFT*-re a **CZ JAVC** és a **GR MOX** állomáspár esetén, komponensenként elkülönítve. Az ábrák felső részén a nyers hullámforma látható, míg az ábrák jobb oldalán a teljes idősor spektruma. Látható, hogy a Rayleigh-hullám a Z komponensen tisztábban kimérhető, mint az R komponensen. Alacsonyabb periódusidőknél az R komponens esetében is egészen szép az eredmény, de nem látunk vele elég mélyre. A Love-hullám szép tisztán látszik a T komponensen. Nagyjából 26-27 s mélységben megfigyelhető (leginkább a Z komponens ábráján) a Moho-határréteg hatása. Ezekon az ábrákon is jól látható, hogy a Love-hullám gyorsabb, mint a Rayleigh-hullám. Döntésemet az alapján hoztam meg, hogy melyik paraméter együttes biztosította a legtisztább, legfolytonosabb jelet. Végül a táblázatban feltüntetett 04-es számú paraméter együttesre esett a választásom.



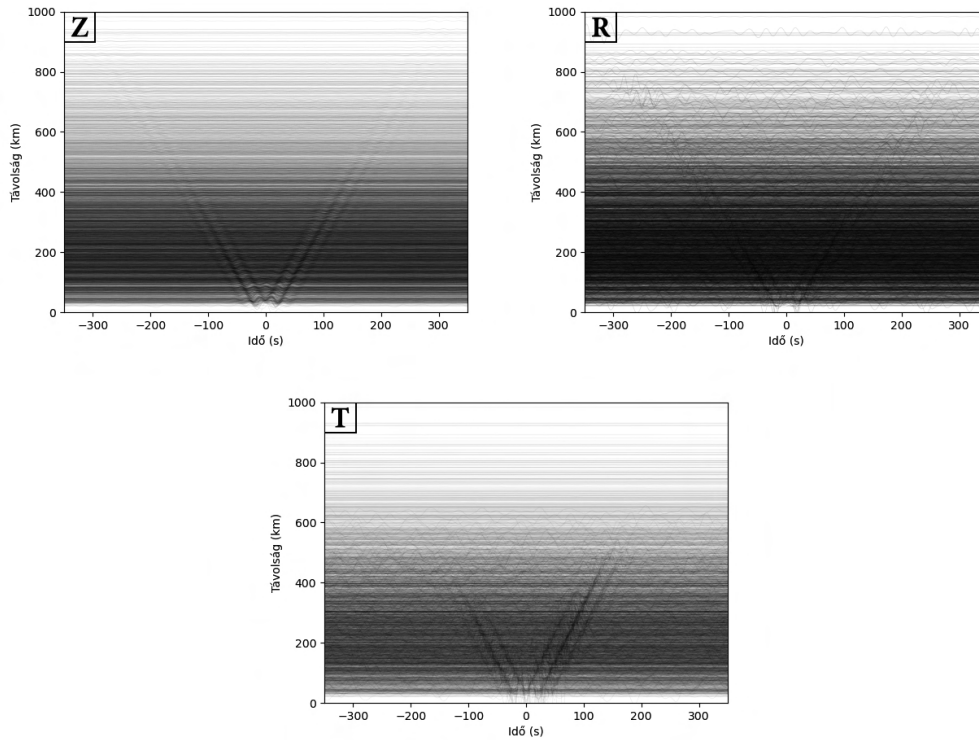
4.3. ábra. MFT ábrák a **CZ JAVC** és a **GR MOX** állomáspárról.

A megfelelő paraméterek megtalálása után két lehetőségünk van: vagy a csoportsebességeket mérjük ki, vagy pedig a fázissebességeket. Nekem az utóbbira esett a választásom, ami ugyan egy időigényesebb és jóval bonyolultabb folyamat, viszont nagyobb vertikális felbontást és behatolási mélységet biztosít a tomográfia során. Ezzel szemben a csoportsebesség görbék az ún. *sensitivity kernelek* tanulsága alapján mindössze a sekélyebb mélységekből biztosítanak információt. Emellett a fázissebesség görbékből egyszerűen előállíthatók a csoportsebesség görbék, viszont fordítva ez jóval nehezebb.

Ezt követően témavezetőm nyílt forráskódú programjával elvégeztem az összes lehetséges állomáspárra a keresztkorrelációt. Az állomáspárookra kiszámított keresztkorrelációs-függvényeket a párok közötti távolság szerint rendezve a 4.4 ábra szemlélteti. Az ábrákon látható jellegzetes V alakú részt a felületi hullámok alkotják.

4.1. táblázat. Paramétertesztek

Paramétertesztek			
Sorszám	Env-exp	Spectrumexp	Filter(ek)
01	1.5	1	[100,10];[10,5];[5,1]
02	1.5	0.7	[100,10];[10,5];[5,1]
03	1	1	[100,10];[10,5];[5,1]
04	1	0.7	[100,10];[10,5];[5,1]
05	1.5	1	[70,15]
06	1.5	0.7	[70,15]
07	1	1	[70,15]
08	1	0.7	[70,15]



4.4. ábra. Állomáspárok tagjai közötti távolság alapján rendezett keresztkorrelációs-függvények, komponensenként ábrázolva.

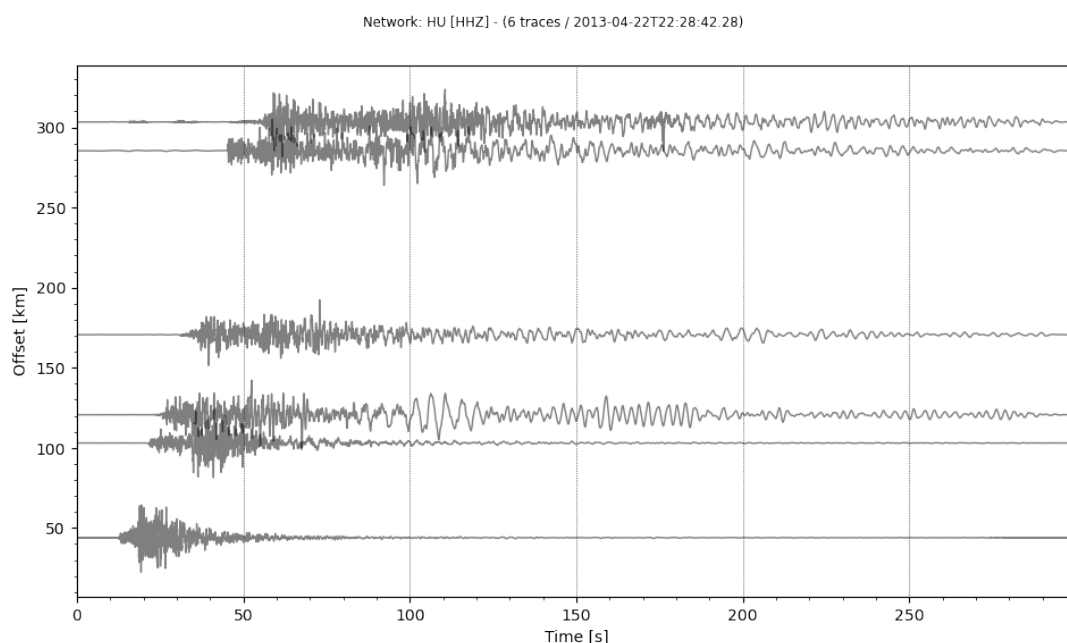
4.2. A keresztkorreláció validálása

Jól ismert tény tehát, hogy egy állomáspár tagjai között a Green-függvény kinyerhető a diffúz hullámterek keresztkorrelációs-függvényéből. Ezt a Green-függvényt nyerhetnénk ki akkor is, ha az egyik állomás helyett egy földrengésünk lenne. Ez azt jelenti, hogy a keresztkorrelációs számítások validálhatók, ha van egy megfelelő helyen kipattant földrengésünk.

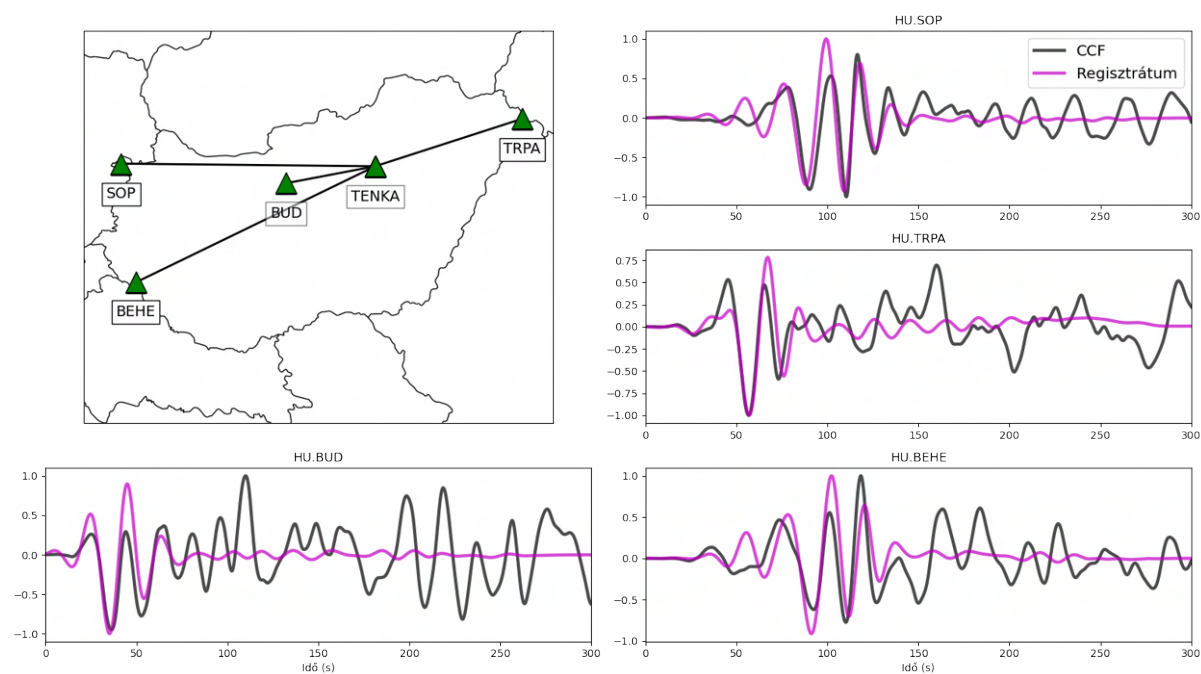
2013. április 23-án, 00:28-kor földrengés keletkezett Tenk közelében melynek magnitúdója 4,8-as volt a Richter féle skálán, fészekmélysége pedig 10 km volt. A rengést az ország nagy részén észlelni lehetett. A földrengést a permanens magyar állomások is rögzítették. Évekkel később Tenken egy ideiglenes szeizmológiai állomás gyűjtött adatokat, így lehetőségem van arra, hogy a tenki állomást párba állítva azokkal az állomásokkal, amelyek a földrengés idején is működtek, összehasonlítsam a keresztkorrelációból kapott Green-függvényeket a földrengésből kinyertekkel.

A 4.5 ábrán láthatjuk a földrengés beérkezését az egyes állomásokra. Ezek az állomások a **BEHE**, **BUD**, **LTVH**, **PSZ**, **SOP**, **TRPA**. Jól látható az ábrán, hogy minél messzebb van egy állomás a földrengés keletkezésének helyétől, annál később érkezik be oda. Ezeket az állomásokat a keresztkorreláció során is felhasználtam, így nem volt szükséges a napi adatokat újra letölteni, mindössze kiegészítettem az adatbázisomat a **TENKA** állomással. A **TENKA** állomásról 2020.06.29-től kezdődően tudtam letölteni a hullámformákat, egészen 2021.04.03-ig.

A **TENKA** állomást párba állítottam a felsorolt állomásokkal és elvégeztem ezeken a keresztkorrelációt. Mind a keresztkorrelációból kapott Green-függvényt, mind a földrengésből kinyert Green-függvényt ugyanolyan módon megszűrtem (alul áteresztő szűrő 15s sarokfrekvenciával), ezzel eliminálva a magas frekvenciákat. A megszűrt eredményeket egymásra illesztettem a 4.6 ábrán látható módon. Az ábrán a Z komponensből számított Rayleigh-hullámok láthatóak, mivel már korábbi számításoknál is látszódott, hogy a Rayleigh-hullám sokkal tisztábban kinyerhető a Z komponensből, mint az R komponensből. Az összehasonlítások alapján kijelenthető, hogy a földrengésből kinyert Green-függvény jó egyezést mutat a zajból kinyerttel. A legszebb eredményt a tenki állomás soproni állomással való keresztkorrelációja biztosította, ez a távolságnak és az állomások helyzetének is köszönhető.



4.5. ábra. A 2013.04.23-as tenki földrengés, ahogyan 6 permanens magyar állomás rögzítette. A függőleges tengelyről leolvasható a földrengéstől való távolság, a vízszintes tengelyről az idő.



4.6. ábra. Összesítő ábra a tenki földrengésről és a keresztkorrelációkról. A bal felső ábrán a tenki állomás és 4 magyar permanens állomás helyzete látható. A további ábrákon a tenki állomás és az adott állomás közötti (Z komponens) keresztkorrelációból kinyert Green-függvény látható ráillesztve a földrengésből kinyert Green-függvényre.

4.3. Fázissebességek kimérése

A keresztkorrelációs-függvények kiszámítása után a célunk a fázissebesség görbék meghatározása, amelyekből következtethetünk a diszperziós tulajdonságokra (pl. csoport- és fázissebesség). Több módszer létezik a Rayleigh- és Love-hullámok csoport- és fázissebességének meghatározására – a keresztkorrelációs-függvényekből – idő- és frekvenciatartományban egyaránt (Aki, 1957). A legtöbb időtartományon alapuló módszer az ún. ”*far-field*” megközelítést alkalmazza.

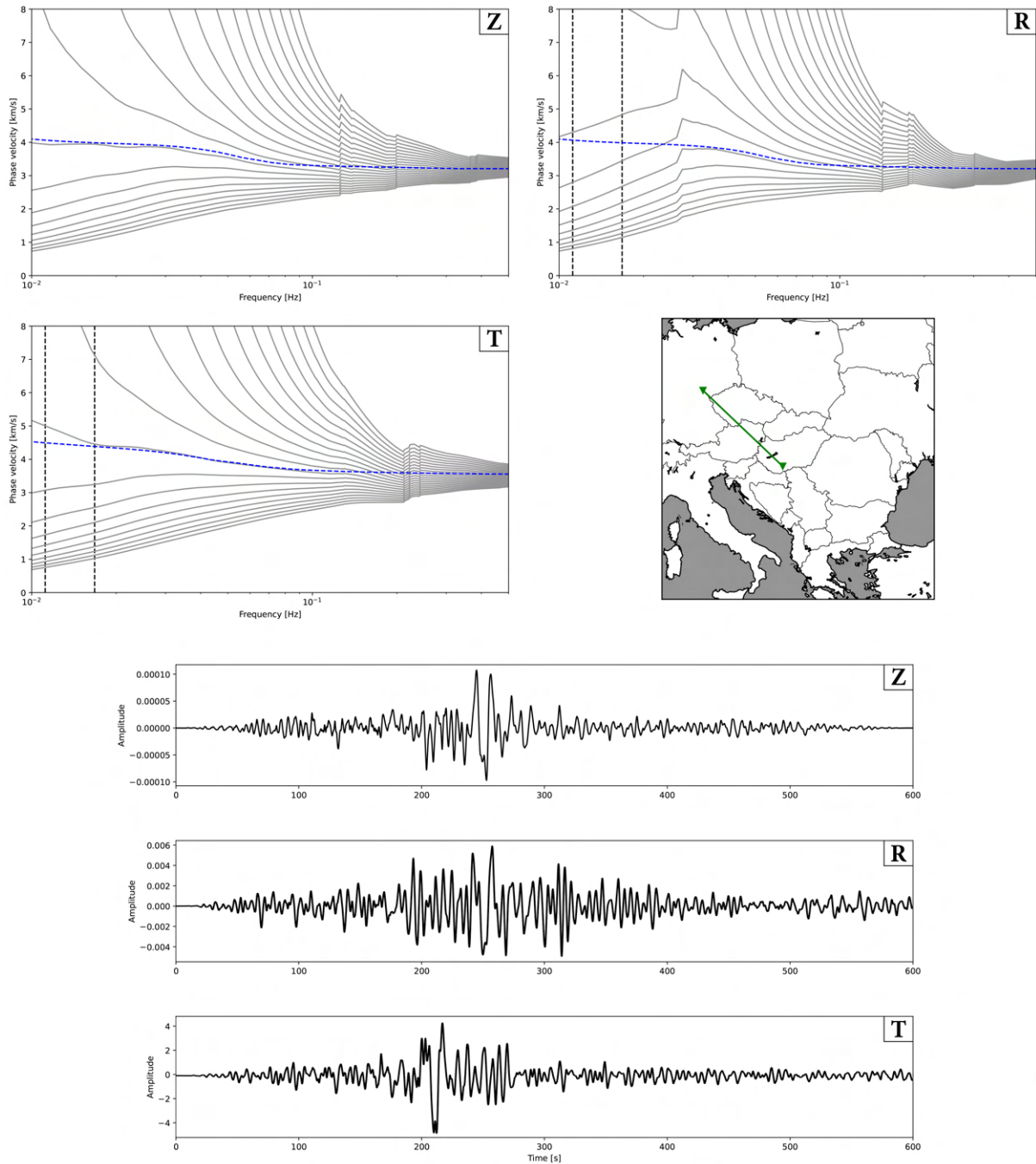
A véletlenszerű stacionárius folyamatokból származó sztochasztikus hullámok spektrális analízise alapján Aki (1957) megállapította, hogy a normalizált keresztkorrelációs-spektrum valós része két állomás között nulladrendű, elsőfajú Bessel-függvény szerint váltakozik, ami a két állomás közötti szeizmikus sebességektől és az állomástávolságtól függ (Aki, 1957). Ez a felfedezés minden frekvenciatartománybeli módszer alapja. Ekström et al. (2009) kibővítve Aki (1957) munkáját kifejlesztett egy algoritmust, amivel kinyerhetők a fázissebességek diszkrét frekvenciákon (Ekström et al., 2009). Ez a módszer a keresztkorrelációs-függvények spektrumának valós részét használja a fázissebességek meghatározásához. Kästle et al. (2016) az ún. ”*zero-crossing*” módszert felhasználva felfedezett egy hullám polarizációs effektust, ami hatással van a kimért Love-hullámok fázissebességére a hosszú periódusokon, így ezt korrigálni kell Kästle et al. (2016).

A módszer elméleti alapjainak bemutatása hosszadalmas, így erre dolgozatomban nem térek ki. Munkám során a fázissebességek kimérését témavezetőm nyílt forráskódú fázissebesség kimérő programcsomagjával végeztem, mely Wiesenberg et al. (2022) munkájukon alapul. Ez egy frekvenciatartománybeli módszer, melynek lényege, hogy a keresztkorrelációs-függvényeket egy idő-frekvencia tartománybeli szűrővel szűrjük, így elválasztva az alaplómódot a felharmonikusoktól.

Az így előállt idősornak a frekvenciaspektrumából az ún. magasfrekvenciás közelítéssel megkapjuk az előzetes fázissebességeket. Ezek a fázissebességek egyfajta kezdeti becslései lesznek a végső diszperziós görbéknek. A végső fázissebességek egy ún. *grid search* módszerrel kerülnek meghatározásra Wiesenberg et al. (2022) alapján felírt direkt feladatra.

A következő ábrán (4.7) egy példa látható a kimért fázissebesség görbékre egy állomáspár esetén, komponensenként ábrázolva. A fázissebesség görbék közül a megfelelő kiválasztása, azaz ami a legközelebb áll a szintetikus modellhez, majd a minőségellenőrzés során fog megtörténni. A példában szereplő állomáspár tagjai között a távolság 716 km. Látszik, hogy a Crust1.0 modell (Laske et al., 2012) alacsonyabb periódusidőknél (10 s alatt) eltér a számított fázissebesség görbéktől. A modell 1 fokos felbontású, kis periódusidőknél nem ad pontos képet.

GR MOX - HU MORH
716 km



4.7. ábra. Összefoglaló ábra a **GR MOX - HU MORH** állomások közötti fázissebesség görbékről. Az ábra felső részén a komponensek szerint elkülönítve ábrázolt fázissebesség görbék láthatóak, illetve a két állomás helyzete térképen megjelenítve. Alattuk a két állomás közötti keresztkorrelációs-függvények láthatóak. A szürke vonalak maguk a fázissebesség görbék. A kék szaggatott vonal egy globális kéregmodell (Crust1.0 [Laske et al. \(2012\)](#)).

4.4. Fázissebesség görbék kiválasztása és minőség-ellenőrzése

A fázissebesség görbéket a teljes frekvenciatartományra kiszámítottam 2π bizonytalansággal, $\pm 20\pi$ -ig, így állomáspáronként 21 görbét kaptam. A következő lépés a fázissebesség görbék kiértékelése, és csak a legvalósághűbb és legsimább részek megtartása a későbbi feldolgozásokhoz. Ennél a lépésnél a kiválasztás folyamata automatizált, amelynek alapja (Soomro et al., 2016) munkája volt. A feldolgozáshoz a programot a Kieli egyemtől (CAU) kaptam. Ez a módszer 3 fontos kritériumot vizsgál: (1) Háttér modell kritérium, (2) Simasági kritérium, (3) Hosszúság kritérium (Soomro et al., 2016).

Először a megfelelő 2π görbét kell kiválasztani egy megfelelő háttér modell felhasználásával. Ahogy a korábbi ábrákon látható volt, a különböző görbék magas frekvenciáknál nagyon közel vannak egymáshoz, ezzel megnehezítve a megfelelő kiválasztását. Ahogy a frekvencia csökken, a görbék egyre jobban eltérnek egymástól, ami megkönnyíti a választást. A felhasznált háttér modell a *CURST1.0* kéregmodell (Laske et al., 2012). A megfelelő görbe kiválasztása után meghatározunk egy tartományt, amivel elvetjük a görbe olyan részeit, ami jelentősen eltér a modelltől. Ez felírható Soomro et al. (2016) alapján:

$$\left| \frac{c(\omega_i) - c_0(\omega_i)}{c_0(\omega_i)} \right| * 100 < th_{\Delta C}, \quad (4.3)$$

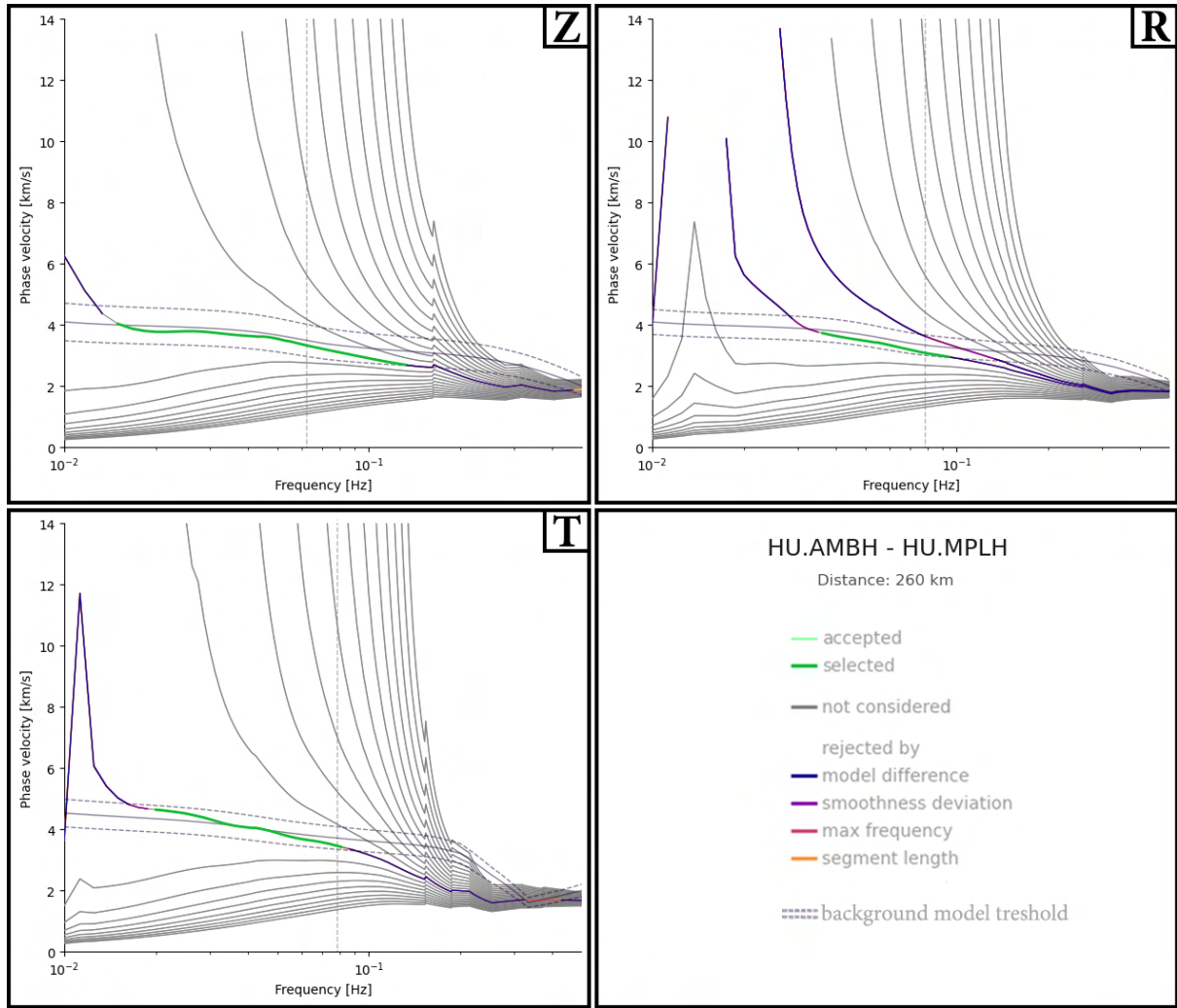
ahol $th_{\Delta C}$ a legnagyobb megengedett eltérés a modelltől %-ban, $c_0(\omega_i)$ a modell szerinti fázissebesség, $c(\omega_i)$ pedig a mért fázissebesség minden ω_i frekvenciára.

Ahhoz, hogy kiválasszuk a diszperziós görbe sima részeit, a frekvencia szerinti első deriváltjára van szükségünk. Alacsony frekvenciákon összehasonlítjuk a kimért fázissebesség görbe simított első deriváltját a háttér modelléhez, majd vesszük az abszolútértékét (Soomro et al., 2016). Ezt a következőképpen lehet felírni:

$$S(\omega_i) = \sum_{\omega_j = \omega_i - d(\omega_i)}^{\omega_i + d(\omega_i)} \left| \frac{c'(\omega_j) - c'_0(\omega_j)}{c'_0(\omega_j)} \right| < th_S, \quad (4.4)$$

ahol $c'(\omega)$ a fázissebesség első deriváltja és $c'_0(\omega)$ a megfelelő első deriváltja a háttér modellnek. Ha az $S(\omega_i)$ (azaz a durvaság) meghaladja a meghatározott th_s értéket, akkor a szegment elutasításra kerül. A szintetikus modell kritériumban leírtak miatt a magasabb frekvenciáknál egy másik megközelítést alkalmazunk. Ebben az esetben csak a mért fázissebesség görbék első simított deriváltját vesszük és eltávolítjuk a szintetikus modelltől való függést. Emellett a magasabb frekvenciáknál két különböző küszöbértéket határozunk meg a tartománynak, ezzel másképp kezelve a negatív eltéréseket a pozitívaktól (sebesség-csökkenés a várható a felszín felé közeledve). Erre azért van szükség, mivel a magas frekvenciák esetében a diszperziós görbe negatív eltéréseit jobban megengedjük.

A hosszúsági kritérium során a kiválasztott görbe olyan apró szakaszait távolítjuk el, amelyek további hibákhoz vezethetnek, különösképpen a magas frekvenciák esetében. A folyamat során egy olyan tartományt határozunk meg, ami a szegmens hosszától és átlagos frekvenciájától függ.

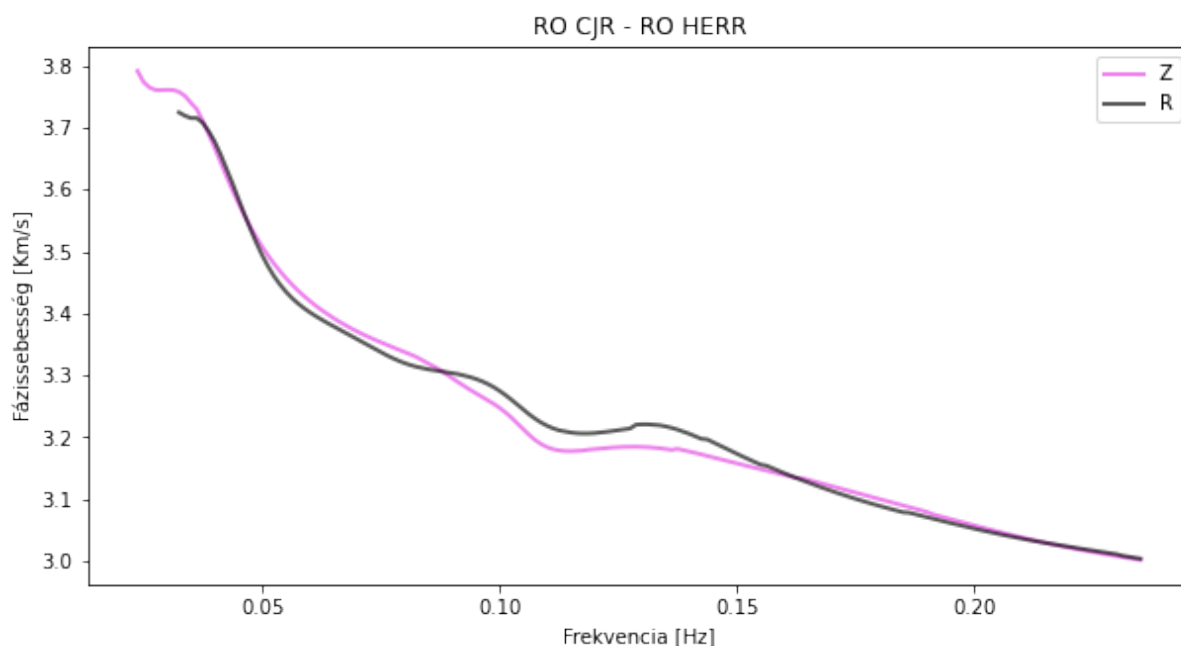


4.8. ábra. A **HU AMBH** – **HU MPLH** állomások közötti fázissebesség görbék $\pm 20\pi$ -ig. A szürke görbék azok, amik nem lettek kiválasztva, a zöld rész jelöli a megfelelő görbének a kiválasztott részét. Kék szín jelöli a modell kritérium, lila a simasági kritérium, narancssárga pedig a hosszúság kritérium miatt elutasított részt. A sötétszürke szaggatott sáv a modell tartományt jelöli.

A 4.8 ábrán a **HU AMBH** és **HU MPLH** állomások keresztkorrelációjából számított fázissebesség görbék minőség-ellenőrzött változata látható. A zölddel kijelölt rész maga az elfogadott minőség-ellenőrzött görbe, kékkel pedig azok a részek láthatóak, amik a modell kritériumnak nem felelnek meg. A Z komponensből számított Rayleigh-hullám fázissebesség görbéjén a narancssárga rész modell kritérium és simasági kritérium szempontjából megfelelő lenne, de túl rövid, így nem került elfogadásra. Megfigyelhető, hogy az R komponensből számított fázissebesség görbének jelentősen rövidebb része lett elfogadva. Az ábra bal alsó részén látható a T komponensből számított Love-hullám fázissebesség görbéje, amelynek nagyobb része lett jó minőségű, de nem éri el a Z komponensből számított Rayleigh-hullám kiválasztott görbeszakaszának a hosszát.

4.5. Kiválasztott görberészek összehasonlítása

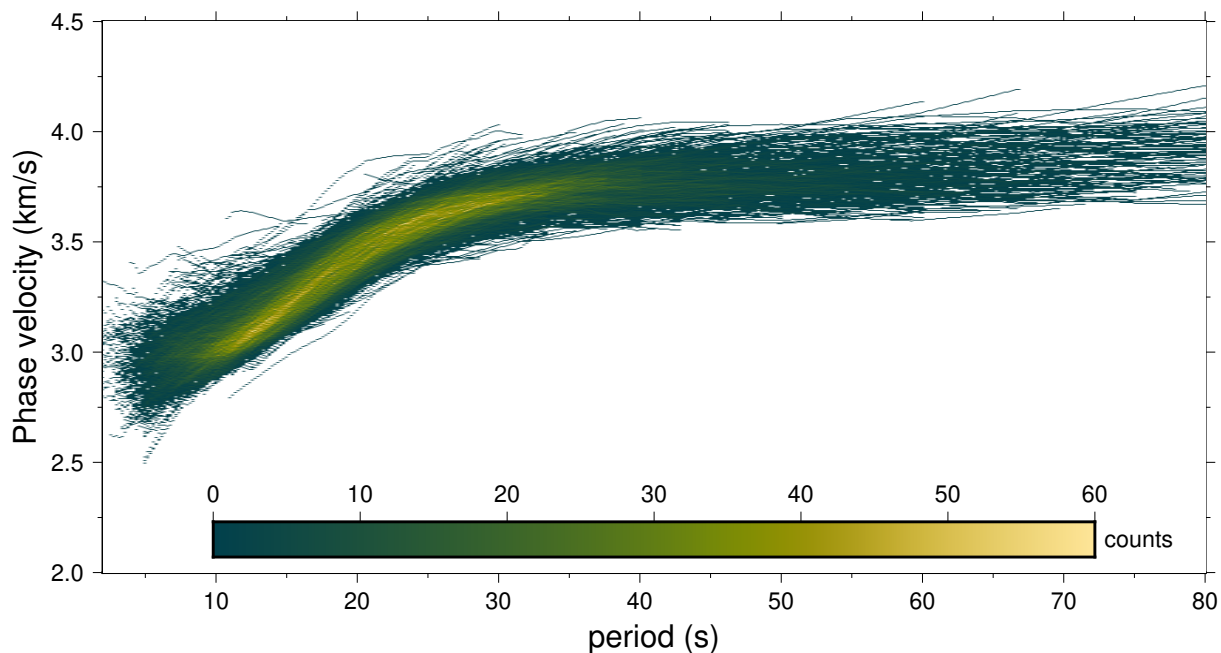
Ahogy már korábbi fejezetekben is szóba került, egy 3-komponenses szeizmogramon –a komponensek forgatása után– a Rayleigh-hullámok a Z és R komponenseken jelennek meg. Ezek alapján, a minőség-ellenőrzés folyamata után, a Z és az R komponensből számított görberészeknek (a hosszúságukat leszámítva) elméletileg megegyezőnek kell lennie. A 4.9 ábrán az **RO CJR** és **RO HERR** állomások között kiszámított és minőség-ellenőrzött fázissebesség görbék láthatók. Ezek a görbék tehát két, egymástól független komponensből származnak. Elmondható, hogy a görberészek meglehetősen szépen átfedik egymást.



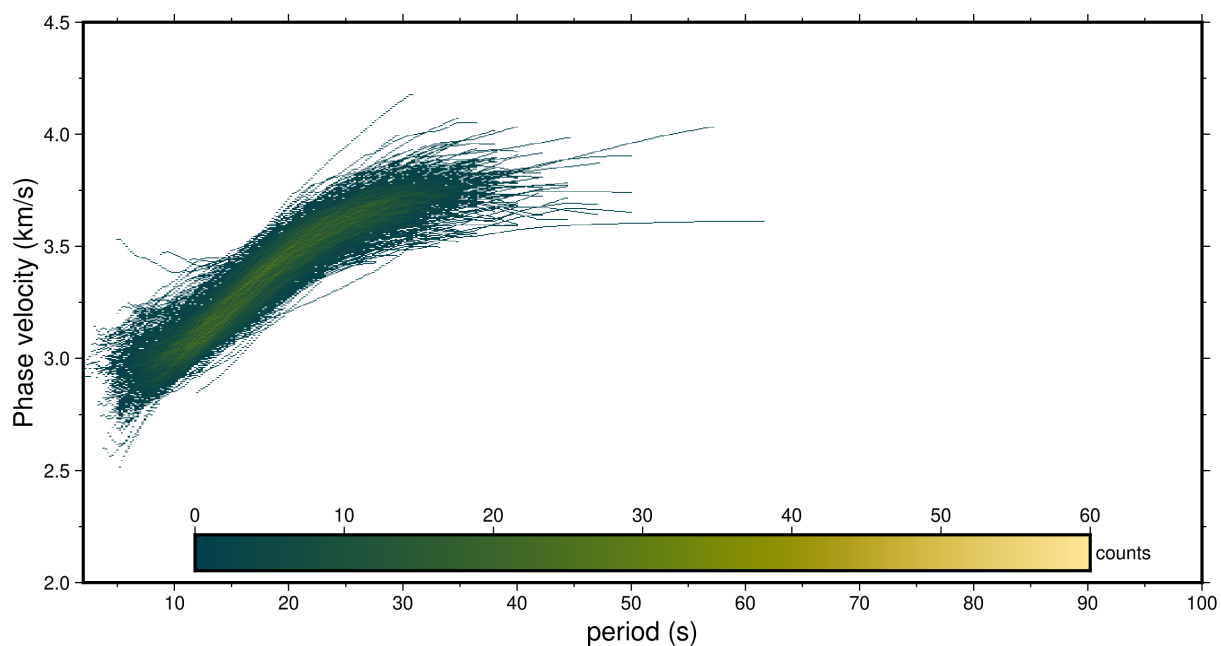
4.9. ábra. Az **RO CJR** és **RO HERR** állomáspár tagjai között kiszámított és ellenőrzött fázissebesség görbék

4.6. Minőség-ellenőrzött fázissebesség görbék

A következő ábrákon a minőség-ellenőrzött fázissebesség görbék eloszlása látható. A 4.10 ábrán a Z komponensből számított fázissebességek vannak ábrázolva. Összesen kb. 2500 állomáspár keresztkorrelációs függvényből sikerült jó minőségű fázissebesség görbét kinyerni (nagyjából az összes görbe feléből). A színskála segítségével látható, hogy a 10-35 s periódusidő tartományban a legsűrűbb a diszperziós görbék száma (itt a legerősebb a szeizmikus zaj teljesítménye). A magas periódusidők felé a görbék száma csökken, illetve jól követi a szakirodalomban található átlagos diszperziós globális fázissebesség görbét (pl. AK135 sebesség-modell (Kennett et al., 1995)).

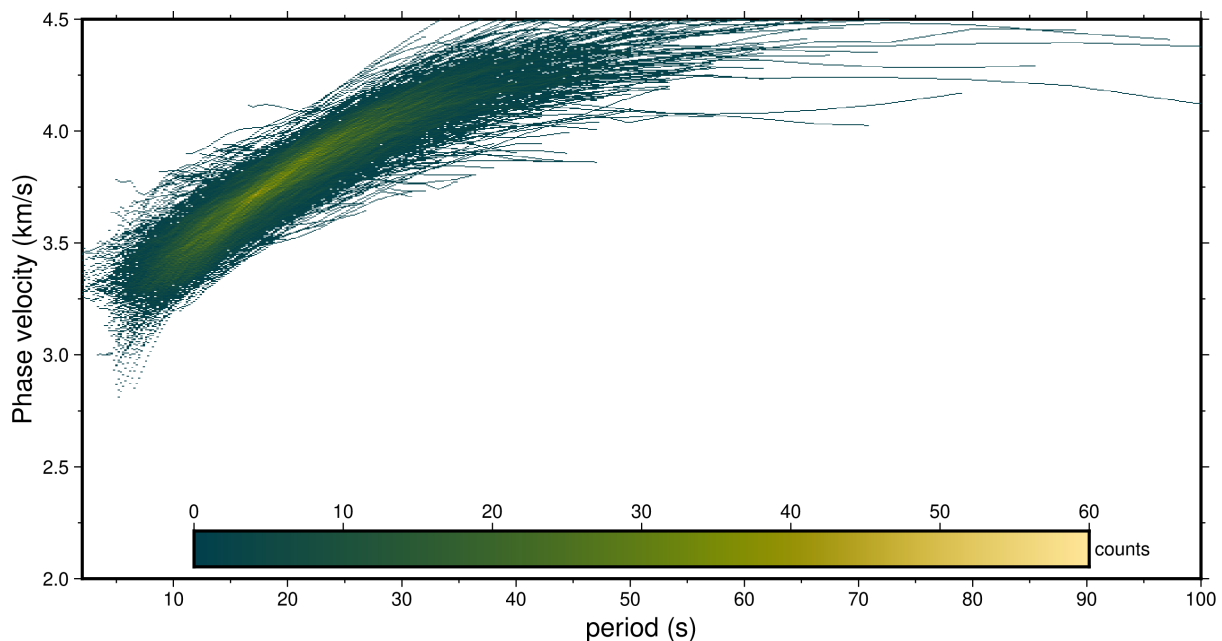


4.10. ábra. Az egymásra illesztett diszperziós görbék (Z komponens). A színskála a diszperziós görbék számát mutatja az adott pontban.



4.11. ábra. Az egymásra illesztett diszperziós görbék (R komponens). A színskála a diszperziós görbék számát mutatja az adott pontban.

A 4.11 ábrán az R komponensből számított fázissebesség görbék láthatók. Ebben az esetben már jóval kevesebb állomáspárból sikerült jó minőségű görbét kinyerni, mindössze nagyjából 1000-ból. A Raylegihullámoknál a Z komponens esetében lesz több az energia, illetve, ahogyan a 4.3 ábrán is látható volt, az R komponens esetében nem látunk elég mélyre. Így a minőség-ellenőrzés során sokkal kevesebb állomáspár esetén lesz a görbének olyan része, ami jó minőségűnek mondható. Látható, hogy a görbék alakja megegyezik a 4.10 ábrán láthatókkal.

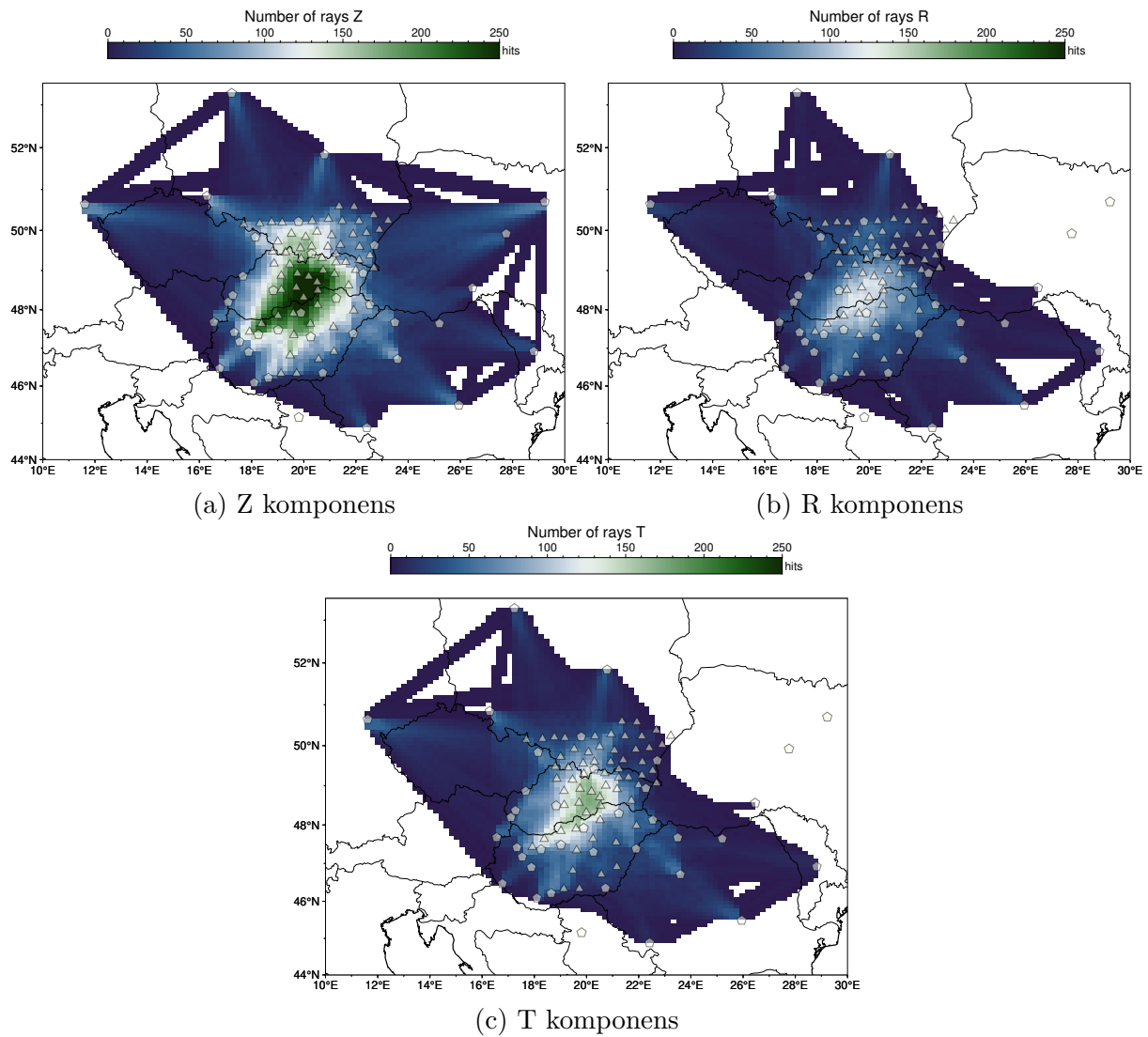


4.12. ábra. Az egymásra illesztett diszperziós görbék (T komponens). A színskála a diszperziós görbék számát mutatja az adott pontban.

A 4.12 ábra a T komponensből kimért Love-hullám fázissebesség görbéket mutatja. Megközelítőleg 1300 jó minőségű görbét sikerült kinyerni, azaz valamivel többet, mint az R komponens esetében, de ez a szám még mindig jelentősen elmarad a Z komponens Rayleigh-hullámaihoz képest. Az ábráról egyértelműen látszik, hogy a Love-hullám gyorsabb, mint az előző két ábrán látható Rayleigh-hullám. Ezen az ábrán is megfigyelhető, hogy kb. 10 és 30-35 s környékén a legsűrűbb a diszperziós görbék száma.

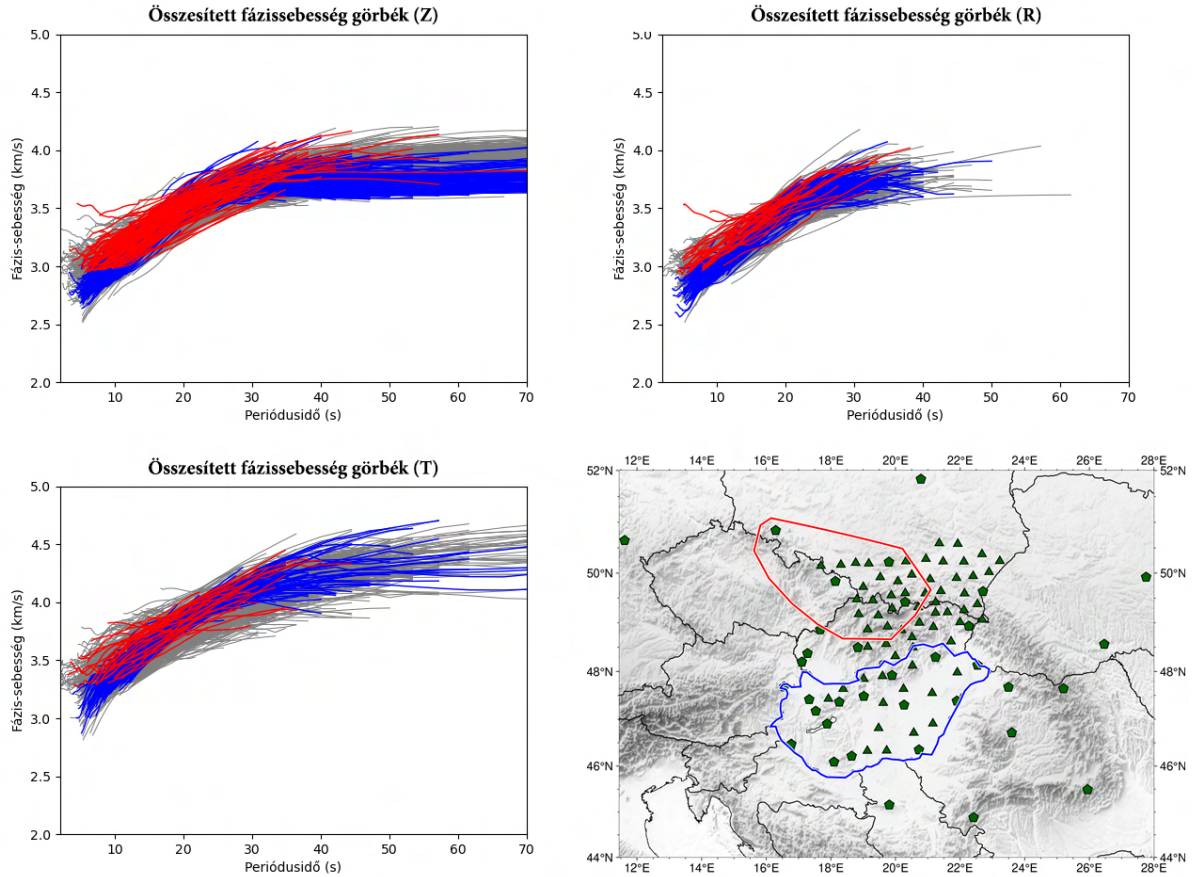
A 4.13 összesítő ábrán a minőség-ellenőrzés utáni adatsor által lefedett területek láthatóak. A színskála segítségével leolvasható, hogy az általam vizsgált területen, az állomáspárok között kinyert görbéket tekintve, melyik részen milyen a lefedettség. Egyértelműen a Z komponensből kinyert görbék esetében a legszélesebb körű és a legsűrűbb a lefedettség, míg az R komponens esetében a legritkább. Mind a 3 esetben a felhasznált állomáshálózat nagyjából középső része (Magyarország északi része és Szlovákia középső része) a legsűrűbben lefedett rész.

Az általam felhasznált állomáshálózat területén kijelöltem két részt annak érdekében, hogy a fázissebesség görbék felhasználásával képet kaphassunk két térség közötti szerkezeti különbségről. A 4.14 ábra jobb alsó sarkában látható ez a két terület. Kékkel jelölve Magyarország látható, pirossal a Cseh-masszívum – Északnyugati-Kárpátok területe. A további ábrákon a megegyező színekkel ki vannak emelve a hozzájuk tartozó fázissebesség görbék (a szürke görbék azokat a méréseket jelölik, melyeknél egy vagy kevesebb állomás található a színezett részen). Mint ahogyan már a 4.10, 4.11 és 4.12 ábrákon láttuk, a Z komponensből kimért Rayleigh-hullámból sikerült a legtöbb jó minőségű fázissebesség görbét kinyerni, így arról olvashatóak le legpontosabban információk. Magyarország esetében alacsony periódusokon alacsonyabb sebességeket kapunk (kb. 5-12 s) a felszín közelében található üledékes rétegek miatt. Nagyobb periódusidők felé haladva (kb. 15-25 s) jól látszik egy határozott emelkedés, mely egyértelműen a sekély Moho-határréteg hatása (anyagi minőségváltozás a kéreg és a köpeny között), amely a 1.1 ábrán is látható



4.13. ábra. A minőség-ellenőrzés után megmaradt görbék által lefedett terület (*Ray Density*) az általam felhasznált állomáshálózat területén.

volt. A görbékét tovább követve az *LAH* (Litoszféra-asztenoszféra határréteg) hatása is felfedezhető, a mélyben található alacsony sebességű zóna miatt (sebességinvertió 35-50 s között). Ezzel szemben a Cseh-masszívum területén alacsonyabb periódusidőknél magasabb sebességeket láthatunk. Ezt a terület földtörténeti kora, az üledékes rétegek hiánya, illetve a felszín közelében található kristályos kőzetek okozzák. Nagyobb periódusok felé haladva a görbék alapján Moho- és az LAB-határréteg mélyebben helyezkedik el (közelebb a kontinentális átlaghoz).



4.14. ábra. Három ábrarészen a fázissebesség görbék színekkel kiemelve, komponensenként külön ábrázolva. Jobb alsó sarkokban a színekhez tartozó területek.

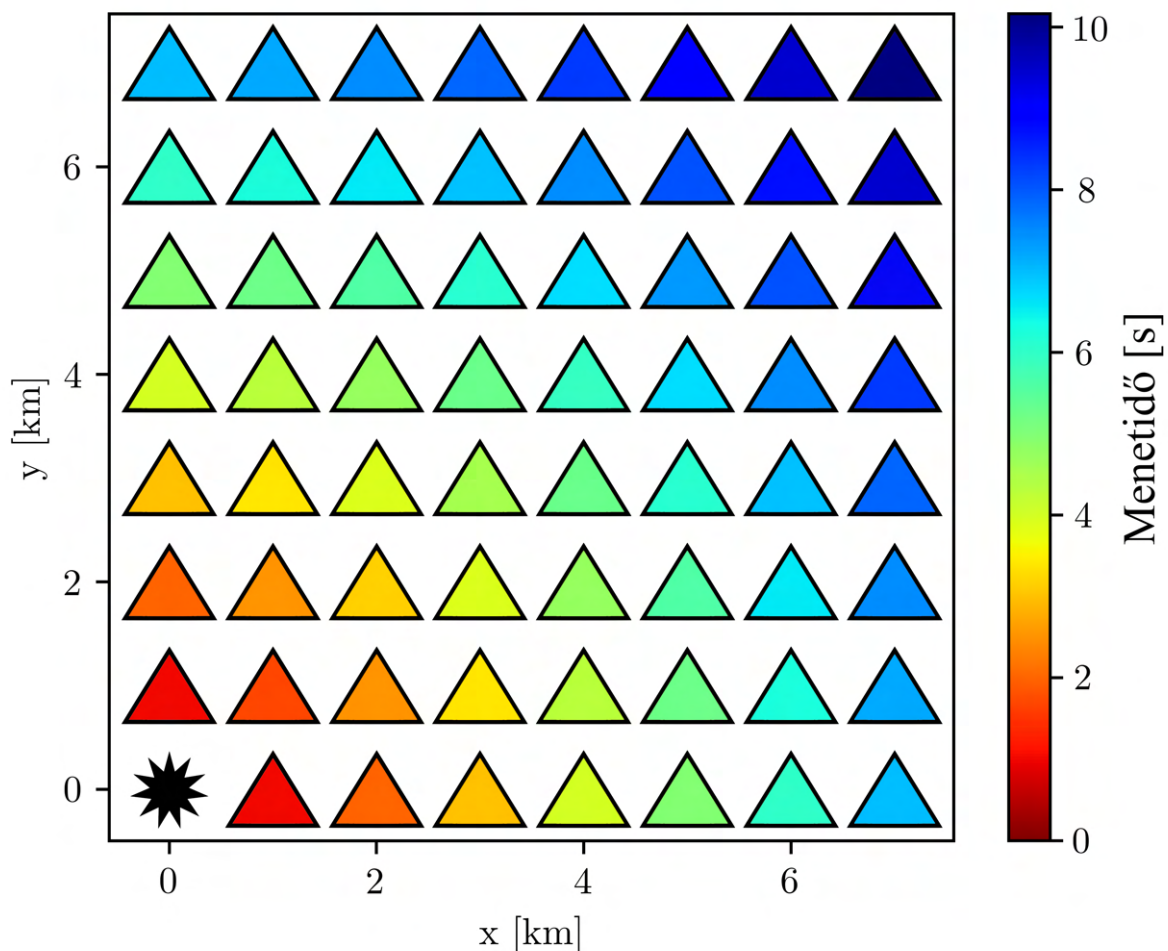
4.7. Tomográfias számítások

4.7.1. Szintetikus tesztek

Ahogy arra korábban már kitértem, tomográfias számításaim során a megoldandó direkt feladat az úgynevezett eikonál egyenlet. Témavezetőm segítségével létrehoztuk a *tomofmpy* programcsomagot, ami az *fteikpy* (Luu, 2022) nevű python könyvtárral segítségével oldja meg az eikonál egyenletet a *Fast marching* módszerrel. Az *fteikpy* segítségével pontosan lehet kiszámítani az első beérkezéshez tartozó menetidőket 2 és 3 dimenziós, heterogén, izotróp sebességmodellek esetén.

A direkt feladatot megoldó program köré felépítettük az inverziós programcsomagunkat, ami a az ún. reziduál függvény minimumát képes linearizált és nemlineáris módon megtalálni. Mivel ebben az esetben a megoldandó probléma jól definiált, ezért elegendő volt a linearizált inverziót használni, hiszen a megoldás könnyen előáll a kezdeti modellből. Nemlineáris inverzió elvégzésére implementáltuk a *Genetikus Algoritmus*, a *Dual Simulated Annealing* és a *Particle Swarm Optimization* módszereket, ám ezeken nem végeztem teszteléseket. A programcsomag elkészítését követően az volt a célom, hogy működését teszteljem különböző szintetikusan előállított eseteken.

Az 4.15 ábrán egy szemléltető példa látható az eikonál egyenlet megoldásáról, homogén sebességmodell esetén. Egy derékszögű koordinátarendszerben elhelyezett, 8x8-as rácsháló $(x, y) = (0, 0)$ pontjában található egy pontforrás. A pontforrásból kiinduló $v_{x,y} = 1$ km/s sebességű hullám a különböző rácspontokon elhelyezkedő vevőkre különböző menetidővel érkezik be.



4.15. ábra. Szemléltető ábra az eikonál egyenlet megoldásáról homogén sebességmodell esetén. Csillaggal a pontforrás, háromszögekkel pedig a vevők vannak jelölve. A színskala segítségével az egyes pontokra számított menetidőket lehet leolvasni.

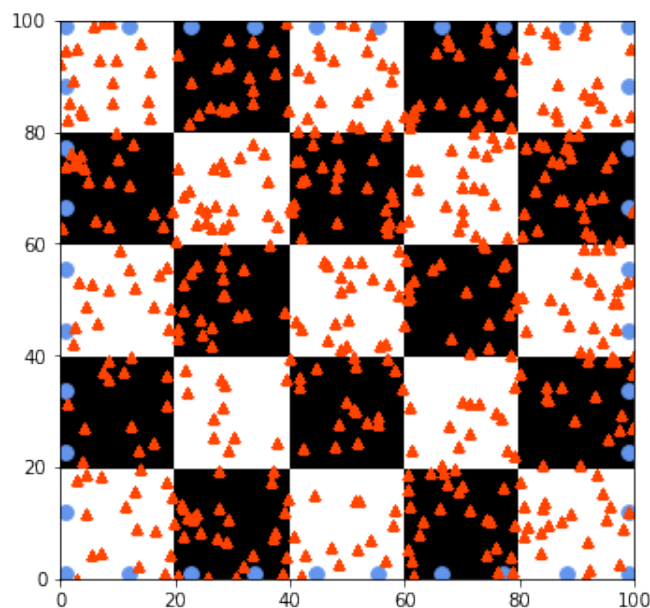
Miután megvannak a számított és a mért adataink, előállítjuk a reziduál függvényt. A függvény minimumának megkeresésénél a linearizált inverzióban a `scipy.optimize.minimize` modulját használtuk. Itt számos módszer közül választhatunk, mint például *Nelder-Mead*, *Powell*, *CG*, *BFGS*, *Newton-CG*, *L-BFGS-B*, *TNC*, *COBYLA*, *SLSQP*, *trust-constr*, *dogleg*, *trust-ncg*, *trust-exact* és *trust-krilov*. Mindegyik metódust teszteltem, az eredmények alapján pedig végső döntésem a *BFGS* módszerre esett.

A *BFGS* metódus **B**royden, **F**letcher, **G**oldfarb és **S**hanno (Nocedal and Wright, 2006) kvázi-Newton módszerét használja. Ebben az esetben csak az első deriváltra van szükség. A módszer bizonyítottan jó teljesítményt nyújt nem sima optimalizálás esetén is, emellett az ún. Hess-féle inverz közelítést is visszaadja és eltárolja.

A szintetikus tesztek során fiktív forrás – vevő konfigurációt használtam, amelynek

elrendezése a 4.16 ábrán látható egy 5x5-ös sakktábla esetében. A pontforrások a modell peremén helyezkednek el, egymástól egyenlő távolságban, a vevők pedig a modellhatáron belül, véletlenszerű elrendezésben. Mivel ebben az esetben a megoldandó probléma jól definiált, ezért elegendő volt a linearizált inverziót használni, hiszen a megoldás könnyen előáll a kezdeti modellből.

A 4.17 ábrán látható egy sakktábla teszt eredménye, amely kiszámításához a *BFGS* módszert használtam. Az inverzió elvégzéséhez szükséges kezdeti modellben a sebességtér értékei minden pontban konstans 2 km/s volt. Az ábra jobb oldalán lehet látni a végső eredményként kapott sebességmodellt, a sebességértékek a színskala segítségével leolvashatóak. A baloldali panel mutatja a reziduálok alakulását az iterációk előrehaladtával, ami folyamatosan konvergál a minimális eltérés felé, míg végül a 14. iterációnál el nem éri azt. A leképezni kívánt sakktábla világos négyzetein a sebesség 2 km/s volt, míg a sötét részeken 2.1 km/s. A szintetikus menetidők megméréséhez a 4.16 ábrán már bemutatott konfigurációt használtam. Ezt követően inverzióval a szintetikusan megmért menetidőkből számítottam egy modellt. Az eredményként kapott sebességmodell ábráján jól látszik, hogy a modell szélein nem sikerült megfelelően leképezni a sebességtér. Ennek oka a forrás – vevő konfiguráció geometriája, hiszen forrásaink csak a modell határán, vevőink pedig csak a belső részeken vannak, így a peremek környékén a probléma alulhatározott. A modell belső részein a jó sugárlefedettségnek köszönhetően a sebességtér leképezése jól sikerült.



4.16. ábra. A szintetikus tesztek során használt fiktív forrás - vevő konfiguráció. Kék pontokkal vannak jelölve a modell szélein, egymástól egyenlő távolságban elhelyezett források, piros háromszögekkel a modell határain belül, véletlen elrendezésben elhelyezett vevők.

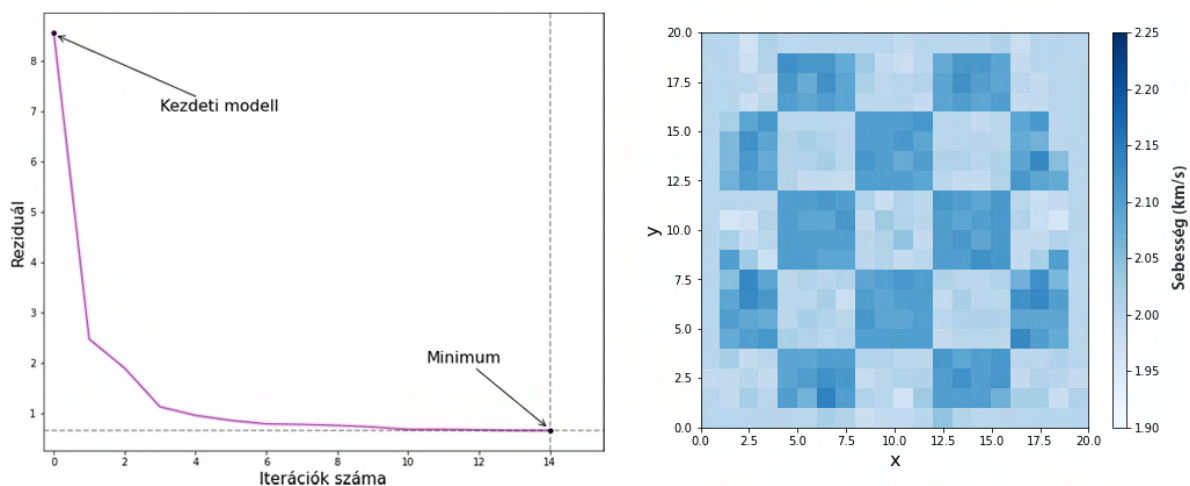
Mielőtt még saját adatrendszeremen kipróbáltam volna a kiválasztott metódust, megvizsgáltam, hogy hogyan működik összetettebb modellek esetén. Kis felbontású, a sakktáblákhoz képest jóval bonyolultabb képeket használtam modellnek, így a leképezni kívánt sebességtér nem csak 2 értékből tevődött össze. A 4.18 ábrán két futtatás eredménye látható. Az egyik esetben egy világos háttér előtt elhelyezett banánfűrt látható,

ami megfeleltethető egy magas sebességű térrészben lévő alacsonyabb sebességű zónának. A másik esetben a Föld látható, ami a sötét háttér miatt megfeleltethető egy alacsony sebességű részen található magasabb sebességű anomáliának. Az eredeti ábrák mellett láthatóak a futtatás eredményei, a forrás – vevő konfiguráció megegyezik a 4.16 ábrán lévővel. Elmondható, hogy az eredményül kapott képek meglehetősen jól visszaadják a leképezni kívánt sebességtérnek megfelelő kiindulási képeket. Mind az alacsonyabb, mind a magasabb sebességű zónában elhelyezett sebességanomália leképezésére alkalmas az algoritmus ezen tesztek alapján. A számos szintetikus teszt során elvégzett vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az algoritmus megfelelően működik 2 dimenziós feladatok megoldására. Ezek után a következő lépés, hogy valós adatrendszeremen is alkalmazsam a programot.

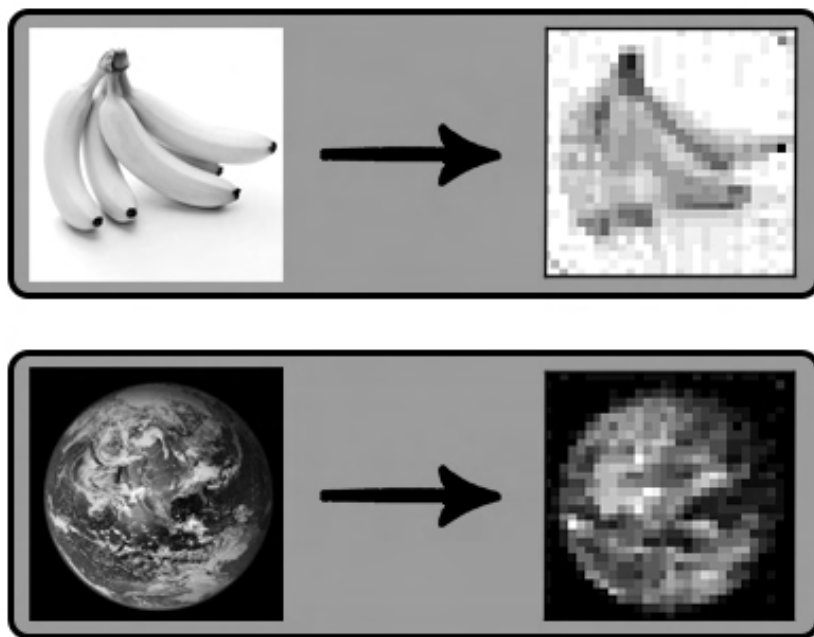
Habár az elméleti háttér leírása során a menetidők voltak azok, amikre bemenő adatként hivatkoztam, előzetes eredményeim (lásd 3.1. fejezet) fázissebesség görbéket tartalmaznak. A menetidő és a fázissebesség kapcsolatára a következő egyenlet írható fel:

$$T(\omega) = \frac{\Delta}{C(\omega)}, \quad (4.5)$$

ahol $T(\omega)$ a menetidő, Δ a forrás és a vevő közti távolság és $C(\omega)$ a fázissebesség.



4.17. ábra. Összefoglaló ábra egy szintetikus sakktáblateszt eredményéről a *BFGS* módszer alkalmazásával. Az ábra bal oldali paneljén a reziduál alakulása látható az iterációk előrehaladtával. A jobb oldali panel mutatja az eredményül kapott sebességteret, az oldalsó színskála segítségével pedig a sebességértékeket lehet leolvasni.



4.18. ábra. A *BFGS* módszer tesztelésére használt ábrák. A jobb oldali ábrák mutatják a leképezni kívánt sebességteret, a bal oldali ábrák a futtatások eredményei.

4.7.2. Paramétertesztek

A szintetikus tesztek elvégzése után a saját állomásrendszerem geometriájával is elvégeztem sakktábla teszteket. Ezeknek a teszteknek a fő feladata a 2.11 és a 2.12 egyenletek során felírt regularizációs tagok optimális értékének meghatározása. Emellett elvégeztem zaj és felbontás teszteket is.

Mivel a különböző komponensekből számított diszperziós görbék mennyisége (és így az általuk bejárt térrész lefedettsége) eltérő (4.13 ábra), ezért számításaim során ezeket különböző súlyokkal vettem figyelembe. Munkám további szakaszaiban a Z és az R komponenseken megjelenő Rayleigh-hullámbokól előállított diszperziós görbéket használtam fel. Z komponens esetében ez a súly 1 volt, míg az R komponens esetében 0.7. Ezek a súlyfaktorok a 2.10 egyenletben felírt $\mathbf{C}_d$ kovariancia mátrix főátlóinak az elemei.

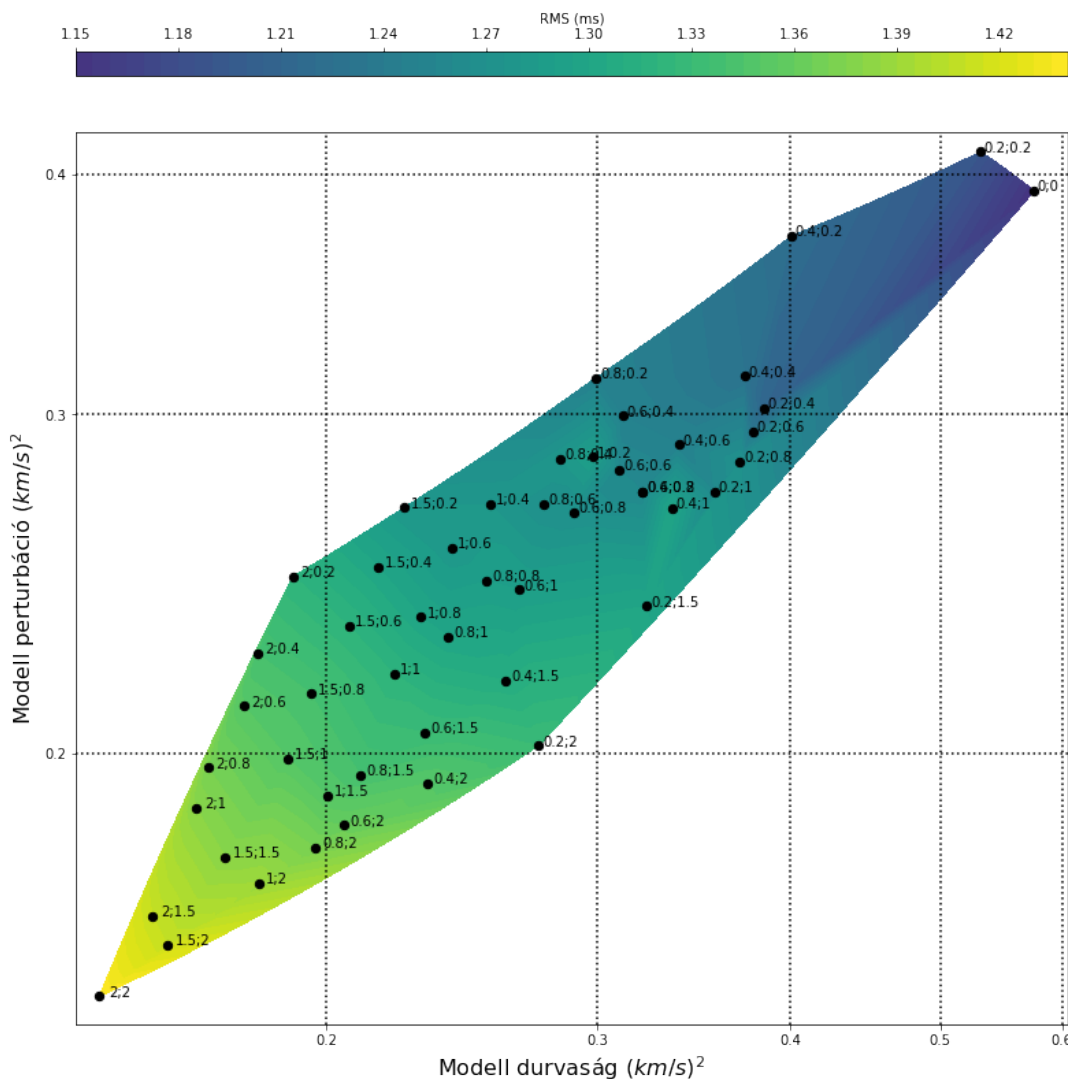
A regularizációs tagok tesztelése során kipróbált ϵ és η értékek a 4.2 táblázatban láthatóak. Ezek összes lehetséges kombinációját kipróbáltam, emellett az $\epsilon = 0$ és $\eta = 0$ párosítást is lefutottam, tehát regularizációs tagok használata nélküli eredményem is lett.

4.2. táblázat. A paramétertesztek során használt csillapítási és simítási együtthatók.

	Csillapítás (ϵ)	Simítás (η)
Értékek	0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1, 1.5, 2	0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1, 1.5, 2

A próbainverziókkal az volt a célom, hogy az eredményül kapott sebességtereknek három jellemző tulajdonságát megvizsgálva megtaláljam azt a paraméterkombinációt, amellyel a lehető legkonzisztensebb modellt lehet megkapni. Ezek a sebességtérre jellemző mennyiségek a *modell durvaság*, *modell perturbáció* és a menetidőkre vonatkozó *RMS*

(átlagos négyzetes eltérés). Ha a csillapítási tényező túl nagy, akkor az inverzió során számított modell csak kis mértékben tud megváltozni a kezdeti modellünkhöz képest, ha viszont túl magas az érték, akkor olyan messzire tudunk kerülni a kezdeti állapottól, hogy fizikailag ellentmondásos eredményt kaphatunk. Ha a simítási érték lesz túl alacsony, akkor az eredményül kapott sebességtér túl durva lesz, ha pedig ez a szám túl nagy, akkor túlzottan sima lesz a modellünk, aminél magas lesz az *RMS*. A próbainverziók elvégzése után ezekre a számított *perturbáció*, *durvaság* és *RMS* értékekre a 4.19 ábrán látható módon egy felületet illesztettem, amellyel megbecsülhető az optimális paraméter együttes.



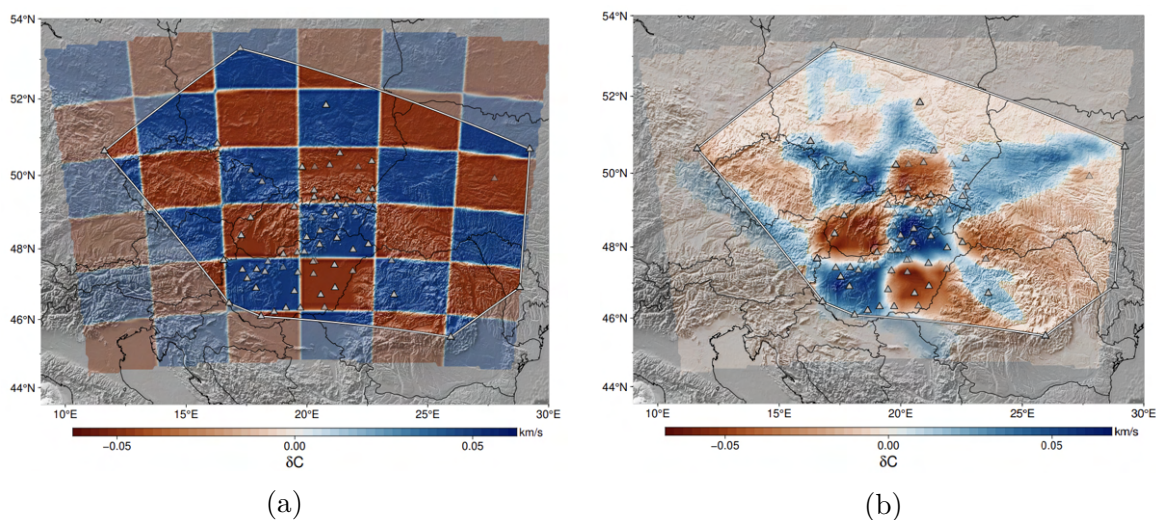
4.19. ábra. Az optimális csillapítási és simítási együtthatók megbecslésére interpolált felület. A vízszintes tengelyen a modell durvasága, a függőleges tengelyen a modell perturbációja látható, mind a kettő esetben a skála logaritmikus. Fekete pontokkal láthatóak az interpolációhoz használt kontrollpontok, mellettük számokkal jelölve az inverzióhoz használt együtthatók értékei (η , ϵ). A színskála segítségével az RMS értékek olvashatóak le.

A kapott felületen jól látható, hogy alacsony csillapítási és simítási értékek esetén a kapott modell *durvasága* és *perturbációja* magas, ahol pedig ezeknek az együtthatóknak

az értéke magasabb, ott a *durvaság* és a *perturbáció* jóval kisebb. A sebességmodell *RMS*-e alacsony csillapítási és simítási értékeknél vette fel a legalacsonyabb értékeket, magas értékeket pedig a nagyobb együtthatók esetén.

A felület alapján kiválasztott legoptimálisabb értékeket összevetettem a sakktábla tesztek eredményeivel. Ezek az értékek a modell durvaság, modell perturbáció és RMS tengelyek origójához legközelebb eső pontok voltak. Végül a kiválasztott csillapítás – simítás pár az $\eta = 0.2$ és $\epsilon = 0.4$ értékeket lettek. Ezek az értékek 10 s periódusidő mélységnél lesznek alkalmazva. Mivel magasabb periódusok felé haladva (nagyobb mélységben) a jó minőségű bemenő adataim száma csökken, valamint azok varianciája nő, így nagyobb csillapítási és simítási értékeket kell használni. 80 s periódusidőnél az $\eta = 2$ és $\epsilon = 4$ értékeket választottam, 10 s és 80 s között pedig a meghatározott értékekre egy egyenest illesztettem, így az összes vizsgálni kívánt periódusra megkaptam a használandó csillapítási és simítási együtthatókat.

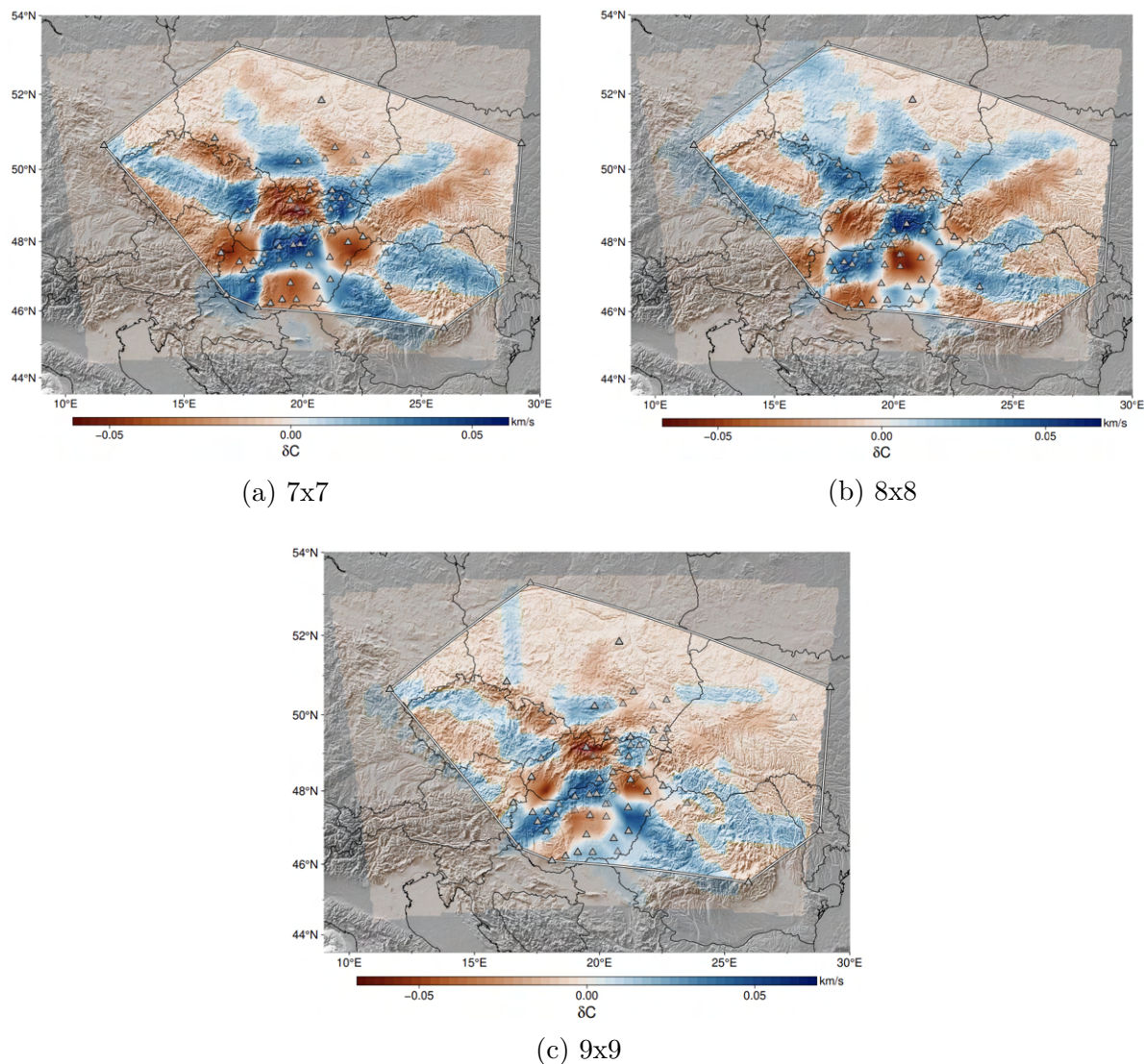
A 4.20 ábrán látható egy sakktábla teszt eredménye, ahol az optimálisnak ítélt simítási és csillapítási értékeket használtam fel. Az ábra (a) részén látható a sakktábla kialakítású sebességtér, a (b) részen pedig az inverzió eredménye. Ebben az esetben a felhasznált sakktábla 6x6-os elrendezésű volt. A területre illesztett sakktábla szélessége ≈ 1400 km, magassága ≈ 1000 km, így a sakktáblát alkotó egy négyzet nagysága nagyjából 233 km-szer x 167 km. Diszkretizáció során a teljes sakktáblát az x tengely mentén 35, az y tengely mentén 25 részre osztottam fel, így a felbontás 40 km-szer x 40 km. Ahogy az várható volt, azokon a területeken, ahol az állomáslefedettség meglehetősen nagy (Magyarország és Szlovákia teljes területe, Lengyelország déli része), nagyon szépen kirajzolódik a sakktábla alakú sebességtér. A kisebb lefedettségű területek közül a Lengyel – Cseh határ környékét sikerült egészen jól leképezni. Ezeken a nagy pontossággal leképezett területeken várhatunk majd megbízható eredményeket a valós adatokon elvégzett inverzió során.



4.20. ábra. A paramétertesztek elvégzésére használt sakktábla modell (a) és az optimális csillapítási - simítási értékekkel elvégzett inverzió eredménye, saját állomásgeometria felhasználásával. Az állomásokat a háromszögek jelzik.

A megfelelő csillapítási és simítási együtthatók megtalálása után elvégeztem néhány

felbontástesztet, amelyek során az eredetileg 6x6-os sakktábla elrendezését változtattam meg. Ezekkel a tesztekkel azt mértem fel, hogy az általam használt állomáshálózat geometriája milyen hullámhosszú anomáliák leképezésére képes. A tesztek során a sakktábla felépítését egészen 9x9-ig növeltem. Ezeknek a teszteknek az eredménye a 4.21 ábrán látható.



4.21. ábra. Három sakktáblateszt eredménye, amelyekkel a felbontást vizsgáltam. Az ábrák alatt elhelyezkedő színskálák segítségével az átlagos sebességtől való eltérést lehet megvizsgálni. Az ábrákon háromszögekkel láthatóak az állomások.

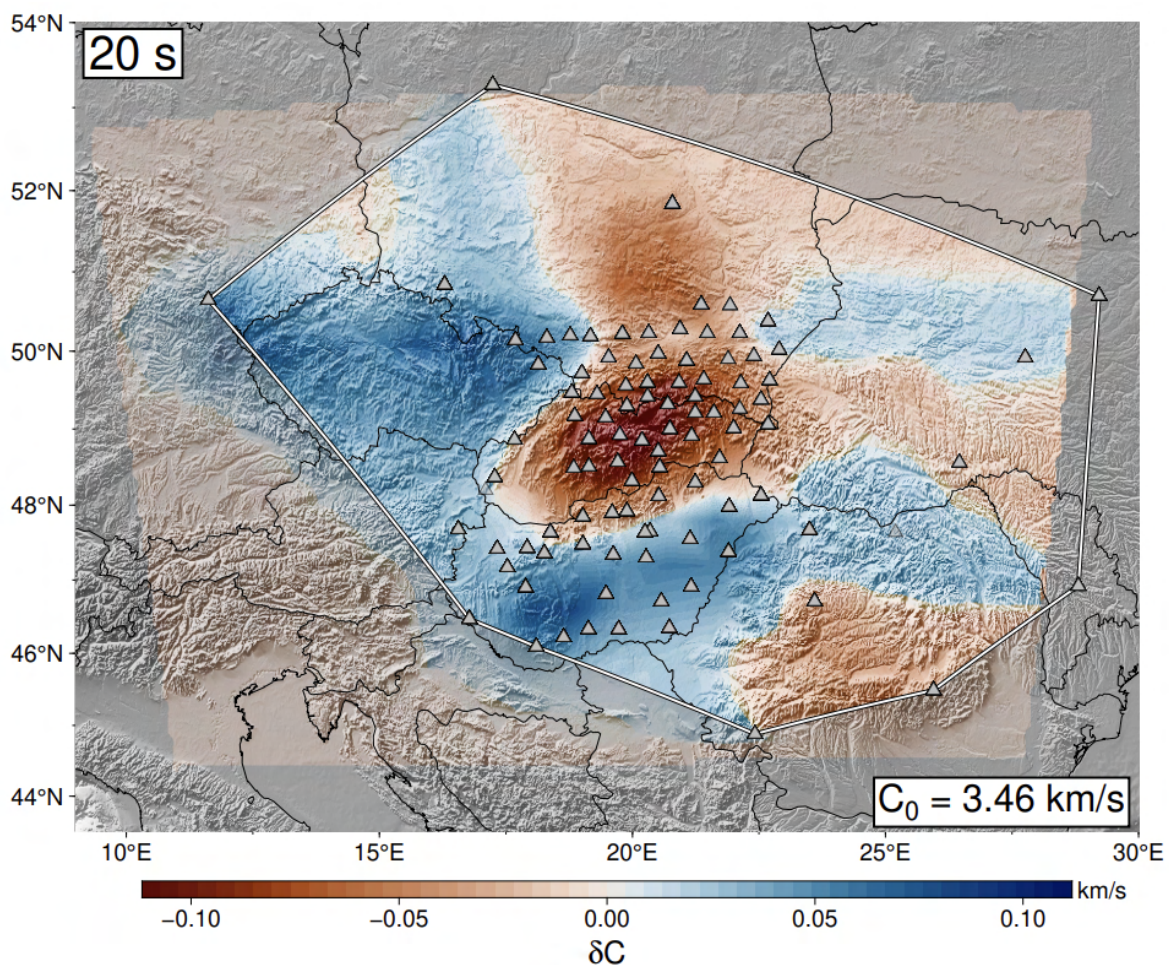
Ahogy az az ábrán is jól látható, a 8x8-as sakktábla esetében még meglehetősen szépen sikerült leképezni a sebességteret a sűrűn lefedett területeken. Itt egy téglalap nagysága nagyjából 175 km-szer 125 km, tehát ilyen kiterjedésű változásokat még megbízhatóan le tudunk képezni. A 9x9-es sakktáblateszt eredményéből az látszik, hogy habár az egyes téglalap részek valamennyire kirajzolódnak, ezeket nem sikerült megfelelően elkülöníteni, még a sűrű lefedettségű részen sem. A sebességtér ilyen kis kiterjedésű változásainak felbontására már kevésbé alkalmas az adatrendszerem.

Az elvégzett paraméter- és felbontástesztek nem csak a módszer és az adatrendszerem

összehangolása miatt volt hasznos, hanem az eredményül kapott képek az értelmezés során útmutatóként tudnak szolgálni. Az ábrák segítségével könnyen látható, hogy mely területeken mennyire megbízhatóak az eredmények, illetve, hogy a sebességtér milyen kiterjedésű változásait tudjuk megfelelően kezelni és leképezni.

4.7.3. Valós adatok inverziója

Az elkészített tomográfiás programot először szintetikus tesztek keretében vizsgáltam, majd saját állomásaim geometriájával paramétertesztek végeztem el, ezután pedig felbontásteszteket is lefuttattam. A következő lépés nem más, mint az inverzió elvégzése a valós adatokon.



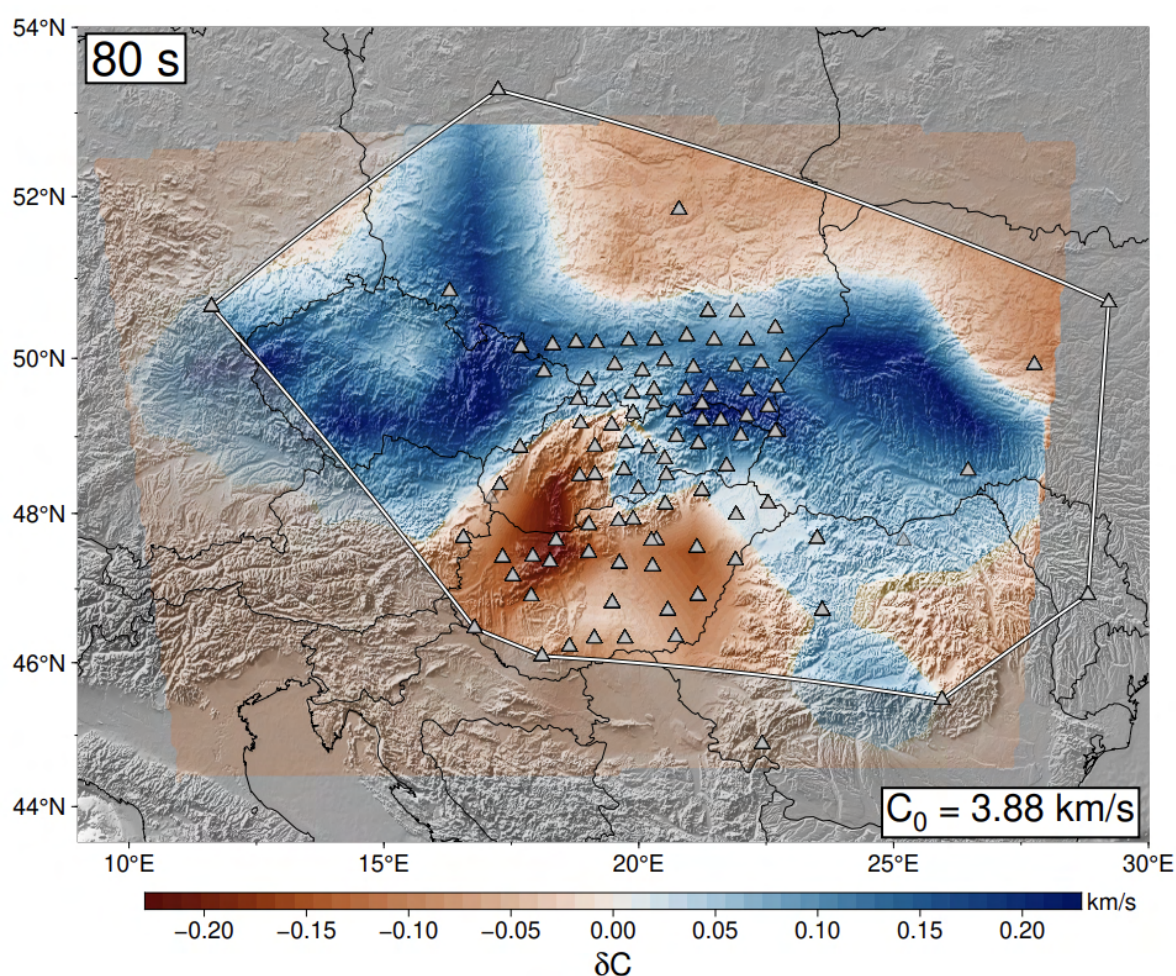
4.22. ábra. Horizontális metszett az általam vizsgált területről 20 s periódusidőnél. A színskála mutatja a területre számított átlagsebességtől való eltérést.

Munkám során 10 különböző periódust határoztam meg, amelyekre elvégeztem a tomográfiás számításokat, ezek közül dolgozatomban kettőre térnék ki részletesebben. Az ezekről készített horizontális metszetek a 4.22 és 4.23 ábrákon láthatóak. Az inverziót egy 1400 km-szer 1000 km-es téglalapon számította ki a program, ami x irányban 28, y irányban 20 részre lett felosztva, így a téglalap 50 km-szer 50 km-es egységekből tevődött össze. Az ábrákon fekete vonallal látható az állomások által közrefogott terület.

A külsőbb részeken megfigyelhető sebességvariációt a regularizációs tagok okozzák, amik kényszerítik az inverziót ezeken a területeken.

A valós adatok inverziója során már nem elégséges egy konstans sebességértékkel rendelkező kiindulási modell. A szükséges kezdeti modellt nemlineáris inverzióval kereste meg a program, majd ezt használta fel kiindulási modellként a linearizált inverzióhoz.

A 4.22 ábrán egy 20 s periódusidőn elkészített horizontális metszet látható, ami nagyjából 20-30 km-es mélységnek feleltethető meg. Az Északnyugati-Kárpátok külső és belső vonulata alatt alacsony, kéregre jellemző sebességet láthatunk, ami a hegység mély gyökerének köszönhető. Ezzel szemben a Pannon-medence területén pozitív sebességeket figyelhetünk meg, ami az elvékonyodott kéregnek köszönhető. Ezek jellemzően köpenybéli sebességek. A Cseh-masszívum és az Európai platform idősebb, hideg térrészek, így ebben a mélységben ezen területek alatt egy pozitív sebességanomália jelentkezik.



4.23. ábra. Horizontális metszet az általam vizsgált területről 80 s periódusidőnél. A színskála mutatja a területre számított átlagsebességtől való eltérést.

A 4.23 ábrán látható horizontális metszet 80 s periódusidő mélységet mutatja. A Cseh-masszívum és az Európai platform jellemzően pozitív sebességeket mutat, ennek oka a vastagabb litoszféra. Ezzel szemben a Pannon-medence alatti térrészről elmondható, hogy itt a *LAH* (Litoszféra-asztenoszféra határréteg) sekélyebben található (kb. 70 km

mélyen), így 80 s mélységben már ezen határ alatt vagyunk. Ennek köszönhetően itt már inkább az asztenoszféra jellemző sebességértékeket kapjuk vissza.

5. fejezet

Összegzés

A Kárpát-Pannon régió kialakulásának megértése számos tanulmány középpontjában áll. Az elmúlt években a térség szeizmológia állomások általi lefedettsége nagy mértékben megnövekedett, aminek köszönhetően egyre több kutatás születhet tomográfias képalkotási módszerek alkalmazásával, ezzel is közelebb kerülve a terület megismeréséhez.

A dolgozatom során végig vettem azt a folyamatot, melynek során a szeizmikus zajból diszperziós görbét állítunk elő. Bemutattam a mikroszeizmikus zaj alapuló felületihullám-tomográfia elméleti hátterét és a módszerhez tartozó feldolgozási lépéseket.

A feladat elvégzéséhez szükséges adatokat a *PACASE* projekt keretében létrehozott ideiglenes telepített szeizmológia állomásokról töltöttem le. A 63 *PACASE* állomást kiegészítettem 38 permanens állomással a megfelelő térbeli lefedettség érdekében. A 101 állomásról a regisztrátumokat 2019 januárjától kezdődően egészen 2022 februárjáig töltöttem le. A 101 állomásból előállított 5050 állomáspárból kiválasztottam 50-et, amiken paramétertesztet végeztem. A paraméterteszt során megvizsgáltam a futóátlag normalizáció, a spektrális fehérítés és a különböző szűrők hatását a keresztkorreláció végeredményére.

A paraméterteszt eredményeiből készített MFT-k alapján kiválasztottam a legmegfelelőbb paraméter együttest, majd ezzel végeztem el a keresztkorrelációt a teljes, 5050 állomáspárból álló adatrendszerre. Az eredmények validálásra egy 2013-ban Tenken kipattant földrengés adatait használtam fel. A validálás során összehasonlítottam a permanens magyar állomások által rögzített földrengésből kinyert Green-függvényeket azokkal, amik a tenki állomással alkotott párok keresztkorrelációs-függvényéből lettek megbecsülve.

A validálás után a keresztkorrelációs-függvényekből meghatároztam a fázissebesség görbéket, majd elvégeztem ezek szigorú minőség-ellenőrzését. A meghatározott fázissebesség görbéket kvalitatívan elemeztem, a Pannon-medence és a Cseh-masszívum–Északnyugati Kárpátok példáján.

Az eredményül kapott fázissebesség görbék bemenő adatként szolgálnak tomográfias számításokhoz, amelyek elvégzéséhez témavezetőmmel létrehoztuk a *tomofmpy* programcsomagot, amely az eikonál egyenletet *Fast Marching* módszerrel oldja meg, az inverziót pedig linearizált és nemlineáris módon is képes elvégezni. Ezek közül számításaim során

a linearizált inverziót teszteltem és alkalmaztam.

A csomag része egy szintetikus tesztek előállítására alkalmas program is, amellyel sakktáblatesztek elvégzéséhez szükséges adatokat hoztam létre. Sakktáblatesztek során először a program megfelelő működését teszteltem, majd a táblákat bonyolultabb sebességtereknek megfelelő modellekre cseréltem, ezzel ellenőrizve a működést valósághoz közelebbi, jóval összetettebb sebességterek esetén.

A szintetikus tesztek után saját állomásrendszerem geometriáját felhasználva olyan sakktáblateszteket végeztem el, amelyek eredményéből meghatároztam az úgynevezett *simítási* és *csillapítási* együtthatókat. Az együtthatók optimális értékének meghatározása kiemelten fontos volt a valóságot legjobban megközelítő eredmények eléréshez. Ezt követően felbontástesztek keretében megállapítottam, hogy a sebességtér milyen kiterjedésű változásai azok, amelyeket még megbízhatóan le tudunk képezni.

A tesztelések után a rendelkezésre álló adatokon, számos periódus esetében, elvégeztem a tomográfiás számításokat, majd ezek közül bemutattam 20 s és 80 s periódusidő mélységben leképezett sebességtérrel készített horizontális metszeteimet.

6. fejezet

Kitekintés & jövőbeli tervek

Munkám során olyan felületihullám tomográfiás számításokat végeztem el, amelyek bemenő adatai a Rayleigh-hullám diszperziós görbék volt. Dolgozatom során előálltak a Love-hullám diszperziós görbék is, így lehetőség van ezekre is elvégezni a számításokat, az eredményeket pedig együttesen értelmezni.

A kiszámított keresztkorrelációs-függvények és diszperziós görbék nem csak szerkezet-kutatásra használhatóak fel. Az általam számított keresztkorrelációs-függvények lehetségessé teszik a közép-európai domináns zajforrások meghatározását.

További periódusok kiszámításával lehetőség van a sebességtérnek nem csak a horizontális irányú változásait leképezni, hanem a vertikális változásokat is.

Az állomáshálózat kibővítésével növelhető a sugárlefedettség, így a térség más részeiről is sokkal megbízhatóbb képet tudunk kialakítani.

A kiszámított fázissebesség-tomográfiás adatok a 3D-s hullámsebesség eloszlás meghatározást is lehetővé teszik.

7. fejezet

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozom témavezetőmnek, Timkó Máténak, aki felkeltette a téma iránt az érdeklődésem, emellett a legelső lépésektől kezdődően egészen a legutolsóig végig segítette munkám és hasznos tanácsokkal látott el. Bármilyen problémába ütköztem, hozzá mindig tudtam fordulni útmutatásért. Köszönöm a rengeteg rám szánt időt és a segítőkészséget.

Köszönöm a Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium valamennyi dolgozójának közreműködését dolgozatom elkészüléséhez.

Köszönöm Felix Eckelnek, hogy rendelkezésemre bocsájtotta minőség-ellenőrző kódját.

Köszönettel tartozom a *PACASE* projekt üzemeltetőinek, illetve a K141860 OTKA és 2018-1.2.1-NKP-2018-00007 NKP projektek tagjainak, akiknek a hozzájárulása nélkül ez a dolgozat nem jöhetett volna létre.

Végül szeretném megköszönni családomnak és barátaimnak, hogy mindvégig támogattak.

Irodalomjegyzék

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35:415–456.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical journal international*, 169(3):1239–1260.
- Bodri, L. (1981). Geothermal model of the earth’s crust in the pannonian basin. *Tectonophysics*, 72(1-2):61–73.
- Cao, S. and Greenhalgh, S. (1994). Finite-difference solution of the eikonal equation using an efficient, first-arrival, wavefront tracking scheme. *Geophysics*, 59(4):632–643.
- Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G. (1987). Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3):289–300.
- de Kool, M., Rawlinson, N., and Sambridge, M. (2006). A practical grid-based method for tracking multiple refraction and reflection phases in three-dimensional heterogeneous media. *Geophysical Journal International*, 167(1):253–270.
- Derode, A., Larose, E., Campillo, M., and Fink, M. (2003). How to estimate the green’s function of a heterogeneous medium between two passive sensors? application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*, 83(15):3054–3056.
- Dziewonski, A., Bloch, S., and Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the seismological Society of America*, 59(1):427–444.
- Ekström, G., Abers, G. A., and Webb, S. C. (2009). Determination of surface-wave phase velocities across usarray from noise and aki’s spectral formulation. *Geophysical Research Letters*, 36(18).
- Fu, Y. V., Gao, Y., Li, A., Li, L., Shi, Y., and Zhang, Y. (2016). Origin of intraplate volcanism in northeast china from love wave constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(11):8099–8112.
- Gualtieri, L., Bachmann, E., Simons, F. J., and Tromp, J. (2020). The origin of secondary microseism love waves. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(47):29504–29511.

- Handy, M. R., Ustaszewski, K., and Kissling, E. (2015). Reconstructing the alps–carpathians–dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1):1–26.
- Hetényi, G., Molinari, I., Clinton, J., Bokelmann, G., Bondár, I., Crawford, W. C., Dessa, J.-X., Doubre, C., Friederich, W., Fuchs, F., et al. (2018). The alpsarray seismic network: a large-scale european experiment to image the alpine orogen. *Surveys in geophysics*, 39(5):1009–1033.
- Holcomb, L. G. (1998). Spectral structure in the earth’s microseismic background between 20 and 40 seconds. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3):744–757.
- Hole, J. and Zelt, B. (1995). 3-d finite-difference reflection traveltimes. *Geophysical Journal International*, 121(2):427–434.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., and Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the pannonian basin: constraints from observational data. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1):191–206.
- Kalmár, D., Hetényi, G., Balázs, A., Bondár, I., and Group, A. W. (2021). 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(7):e2020JB021309.
- Kästle, E. D., Soomro, R., Weemstra, C., Boschi, L., and Meier, T. (2016). Two-receiver measurements of phase velocity: cross-validation of ambient-noise and earthquake-based observations. *Geophysical Journal International*, 207(3):1493–1512.
- Kennett, B. L., Engdahl, E., and Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1):108–124.
- Koketsu, K. (2000). Finite difference traveltime calculation for head waves travelling along an irregular interface. *Geophysical Journal International*, 143(3):729–734.
- Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M., Hegedűs, E., Posgay, K., and Zilahi-Sebess, L. (2012). Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central carpathian–pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics*, 514-517:168–179.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. (2012). Crust1. 0: An updated global model of earth’s crust. *Geophys Res Abs*, 14:3743.
- Lee, W. S., Lee, J., and Han, S. (2013). Seismic ambient noise and its applicability to monitor cryospheric environment. *Engineering Seismology, Geotechnical and Structural Earthquake Engineering*, page 147.
- Lenkey, L., Dövényi, P., Horváth, F., and Cloetingh, S. (2002). Geothermics of the pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3:29–40.
- Luu, K. (2022). fteikpy: Accurate Eikonal solver for Python.

- Nocedal, J. and Wright, S. J. (2006). Conjugate gradient methods. *Numerical optimization*, pages 101–134.
- Ren, Y., Grecu, B., Stuart, G., Houseman, G., Hegedüs, E., and Group, S. C. P. W. (2013). Crustal structure of the carpathian–pannonian region from ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 195(2):1351–1369.
- Rhie, J. and Romanowicz, B. (2004). Excitation of earth’s continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, 431(7008):552–556.
- Riahi, M. A. and Juhlin, C. (1994). 3-d interpretation of reflected arrival times by finite-difference techniques. *Geophysics*, 59(5):844–849.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W., and Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain green’s function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(3).
- Sethian, J. A. and Popovici, A. M. (1999). 3-d traveltimes computation using the fast marching method. *Geophysics*, 64(2):516–523.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Soomro, R., Weidle, C., Cristiano, L., Lebedev, S., Meier, T., and Group, P. W. (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.
- Szanyi, G., Grácz, Z., Balázs, B., Kovács, I. J., Group, A. W., et al. (2021). The transition zone between the eastern alps and the pannonian basin imaged by ambient noise tomography. *Tectonophysics*, 805:228770.
- Timkó, M., Kovács, I., and Wéber, Z. (2019). 3d p-wave velocity image beneath the pannonian basin using traveltimes tomography. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 54(3):373–386.
- Timkó, M., El-Sharkawy, A., Wiesenberg, L., Fodor, L., Wéber, Z., Lebedev, S., Meier, T., and Group, A. W. (2022). Crustal and upper mantle 3d vs structure of the pannonian region from joint earthquake and ambient noise rayleigh wave tomography (submitted). *Geophysical Journal International*.
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55(5):521–526.
- Webb, S. C. (2007). The earth’s ‘hum’ is driven by ocean waves over the continental shelves. *Nature*, 445(7129):754–756.
- Wéber, Z., Czece, B., Süle, B., and Bondár, I. (2020). Source analysis of the march 7, 2019 ml= 4.0 somogyszob, Hungary earthquake sequence. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 55(3):371–387.

Wiesenberg, L., Weidle, C., El-Sharkawy, A., Timkó, M., Lebedev, S., and 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.

Függelékek

7.1. táblázat. Az egyes állomásokról letöltött napi adatok száma, komponensenként lebontva

Állomás	Z komponens	E komponens	N komponens
CZ JAVC	1133	1133	1133
CZ OKC	1091	1091	1091
GE VAL	1135	1122	1122
GR MOX	1135	1135	1135
HU ABAH	1086	1086	1086
HU AMBH	608	608	608
HU BEHE	1087	1087	1087
HU BSZH	953	953	953
HU BUD	1127	1127	1127
HU CSKK	1081	1081	1081
HU EGYH	1088	1088	1088
HU KOVH	1030	1030	1031
HU LTVH	779	779	779
HU MORH	1120	1120	1120
HU MPLH	986	986	986
HU PSZ	1132	1132	1132
HU SOP	1094	1094	1094
HU TIH	1092	1092	1092
HU TRPA	1122	1122	1122
IU KIEV	1126	0	0
PL BEL	1118	1118	1118
PL GKP	1093	1093	1093
PL KSP	1113	1113	1113
PL KWP	1034	1034	1034
PL NIE	1107	1107	1107
PL OJC	1001	1001	1001
RO BMR	1102	1102	1102
RO BURAR	1134	1134	1134
RO CJR	1137	1137	1137
RO HERR	1137	1137	1137
RO MILM	366	366	366
RO MLR	1136	1136	1136
SJ FRGS	1119	1119	1119

Állomás	Z komponens	E komponens	N komponens
SK KOLS	675	0	0
SK MODS	1111	1111	1112
SK VYHS	802	802	802
SK ZST	597	592	594
UD KPD	738	738	738
ZJ HU01A	861	861	861
ZJ HU02A	961	961	961
ZJ HU03A	970	970	970
ZJ HU04A	657	0	0
ZJ HU05A	637	0	0
ZJ HU06A	953	953	953
ZJ HU07A	948	948	948
ZJ HU08A	878	878	877
ZJ HU09A	891	891	891
ZJ HU10A	892	892	892
ZJ HU21A	970	135	0
ZJ HU22A	892	892	892
ZJ HU23A	970	970	970
ZJ HU24A	697	0	0
ZJ JOS	971	971	971
ZJ PL01A	176	176	176
ZJ PL02A	201	201	201
ZJ PL03A	211	211	211
ZJ PL04A	206	205	206
ZJ PL05A	209	209	209
ZJ PL06A	176	176	176
ZJ PL07A	211	211	211
ZJ PL08A	205	205	205
ZJ PL09A	209	209	209
ZJ PL10A	177	177	177
ZJ PL11A	204	204	204
ZJ PL12A	204	204	204
ZJ PL13A	226	226	226
ZJ PL14A	223	223	223
ZJ PL15A	177	177	177
ZJ PL16A	227	227	148
ZJ PL17A	226	226	226
ZJ PL18A	184	184	184
ZJ PL19A	228	228	228
ZJ PL20A	209	209	209
ZJ PL21A	183	183	183
ZJ PL22A	184	184	184
ZJ PL23A	228	228	228
ZJ PL24A	175	175	175
ZJ PL25A	167	167	167
ZJ PL26A	193	193	193
ZJ PL28A	158	158	158

Állomás	Z komponens	E komponens	N komponens
ZJ PL29A	208	208	208
ZJ PL30A	166	166	166
ZJ SK01A	846	400	0
ZJ SK02A	370	0	0
ZJ SK03A	760	760	760
ZJ SK04A	730	730	730
ZJ SK05A	728	729	729
ZJ SK06A	861	861	861
ZJ SK07A	68	0	0
ZJ SK08A	591	591	591
ZJ SK11A	823	742	742
ZJ SK12A	295	294	295
ZJ SK13A	580	575	575
ZJ SK14A	375	0	0
ZJ SK15A	633	633	633
ZJ SK16A	781	311	311
ZJ SK17A	649	650	650
ZJ SK18A	582	582	582
ZJ SK20A	330	0	0
ZJ SK21A	672	672	672
ZJ SK22A	631	631	632