

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky



**TROJROZMĚRNÝ RYCHLOSTNÍ MODEL KŮRY ČESKÉHO MASÍVU
A JEHO VLIV NA TOMOGRAFII SVRCHNÍHO PLÁŠTĚ**

THE THREE-DIMENSIONAL VELOCITY MODEL OF CRUST BENEATH
THE BOHEMIAN MASSIF AND ITS EFFECTS ON RESULTS OF TELESEISMIC
TOMOGRAPHY OF UPPER MANTLE

Diplomová práce

Hana Karousová

Vedoucí diplomové práce: **RNDr. Tomáš Fischer, PhD.**
Odborný konzultant: **RNDr. Jaroslava Plomerová, DrSc.**
Praha, září 2008

ABSTRAKT

Tématem diplomové práce je sestavení trojrozměrného modelu kůry Českého masívu a posléze ověření jeho vlivu na výsledky tomografie svrchního pláště Země. Modely kůry jsou sestaveny z výsledků aktivních seismických experimentů, jak reflexních tak refrakčních, konvertovaných vln ('receiver function') a disperze povrchových vln. Analýzou těchto dat byly zjištěny značné rozdíly v určení hloubky Moho jednotlivými metodami, která se v západní části území liší až o 5 km. Proto byla data rozdělena do čtyř souborů, ze kterých byly vytvořeny čtyři různé modely kůry. Rychlosti vln P v uzlových bodech modelu kůry byly určeny převážně pomocí lineární interpolace a metody nejbližšího souseda. Přestože modely kůry se v jednotlivých parametrech liší, společným rysem všech modelů je zahľubování Moho směrem na jih a jihovýchod.

Byly provedeny tři syntetické testy pro zjištění vlivu modelů kůry na rychlostní rozložení v tomografii svrchního pláště do hloubky 300 km. Pro syntetické testy byla použita konfigurace paprsků pro zemětřesení zaregistrovaná seismickou sítí BOHEMA II. Prvním testem byla prokázána schopnost seismické sítě detektovat jednoduché rychlostní heterogenity ve svrchním plášti. Dalšími testy byl analyzován efekt perturbací rychlostí, které se promítají z kůry do svrchního pláště při aplikování nevhodného modelu kůry. Ukázalo se, že vliv perturbací pronikajících z kůry je významný do hloubek okolo 100 km. Dále bylo prokázáno, že zanedbání korekcí na kůru nebo aplikace špatného modelu může značně ovlivnit nalezení a interpretaci rychlostních heterogenit ve svrchním plášti.

ABSTRACT

The subject of the thesis is to compile a three-dimensional model of the crust of the Bohemian Massif and, subsequently, to test its effects on velocity images of the upper mantle seismic tomography. Data for models of the crust were acquired from results of deep seismic sounding measurements, both reflective and refractive methods, from results of converted phases (receiver functions) and partly also from dispersion of surface waves. A disagreement attaining 5 km was found in depths of the Moho derived by different methods. For this reason, the dataset has been divided into four parts, from which four different crustal models were built. The velocities of the P waves in nodes were derived by method of the linear interpolation and the nearest neighbour. Although individual parameters differ in all parts of the models of the Bohemian Massif crust, a Moho deepening south- and southeast-ward appears as a general feature characterizing all the models.

Three synthetic tests were performed in order to analyze the effect of the models of the crust on velocity images in seismic tomography of the upper mantle. The configurations of seismic stations of the passive experiment BOHEMA II and of the recorded events were used for the tomography of the upper mantle. The first test proved an ability of the seismic network to model simple velocity structures in the upper mantle down to 300 km. The other tests were performed to analyze the leakage of velocity perturbations from the crust to the upper mantle in the tomography image. The effect of perturbations leaking from the crust into the upper mantle is prominent down to depths of about 100 km. It turned out that retrieving and interpretation of tomographic images of velocity perturbations in the upper mantle can be considerably influenced if the crustal corrections are ignored or an inadequate model of the crust is applied.

Prohlašuji, že jsem práci vypracovala samostatně pouze s použitím citované literatury a s ohledem na doporučení vedoucího diplomové práce a konzultantů. Souhlasím s jejím zapůjčením ke studijním účelům.

Ráda bych poděkovala všem, kteří mi pomohli při přípravě diplomové práce. Jmenovitě děkuji RNDr. Tomášovi Fischerovi, PhD. a RNDr. Jaroslavě Plomerové, DrSc. za jejich odborné vedení, cenné rady a především čas, který mi věnovali v průběhu celé práce. Vážím si konzultací a připomínek RNDr. Vladislava Babušky, DrSc. Dále děkuji MS. Tunovi Ekenovi za pomoc při realizaci syntetických testů a všem kolegům z Geofyzikálního ústavu AV ČR, kteří mě v práci povzbuzovali.

Tato práce byla zadána Geofyzikálním ústavem AV ČR v roce 2005 a vypracovala jsem ji pod vedením RNDr. Tomáše Fischera, PhD. a RNDr. Jaroslavy Plomerové, DrSc. V práci se zabývám vytvořením trojrozměrného (3D) rychlostního modelu Českého masívu a studiem jeho vlivu na výsledky telesismické tomografie svrchního pláště.

V první části práce prezentuji 3D rychlostní modely, k jejichž sestavení jsem využila informace o rychlostech v kůře a jejích diskontinuitách především z interpretovaných aktivních seismických profilů CELEBRATION 2000, SUTETES 2003, ALP 2002 (Růžek et al., 2007, Hrubcová et al., 2005, Majdanski et al., 2006) a z výsledků metody ‚receiver functions‘ využívající konvertovaných vln na rychlostních rozhraních (Geissler, 2005).

V druhé části práce testuji vliv jednotlivých modelů kůry na výpočet telesismické tomografie svrchního pláště. Pro syntetické testy jsem použila konfiguraci stanic pasivního experimentu BOHEMA II a geometrii paprsků, která odpovídá naměřeným příchodům vln P od telesismických zemětřesení zaregistrovaných v době experimentu. Úkolem je zjistit vliv variací rychlostí v kůře a v hloubce Moho na modely perturbací rychlostí ve svrchním plášti, jestliže korekce na kůru nejsou provedeny správně nebo nejsou uvažovány vůbec.

Obsah

1.	Úvod.....	1
2.	Stručný přehled hlubinné geologické stavby Českého masívu	3
ČÁST I - TROJROZMĚRNÝ RYCHLOSTNÍ MODEL KŮRY.....		5
3.	Současný stav poznatků o stavbě kůry Českého masívu	5
3.1	Rychlostní modely z aktivních seismických experimentů podél profilů.....	5
3.2	Rychlostní modely z pasivních seismických experimentů	8
3.3	Modely kůry Českého masívu z dalších geofyzikálních pozorování.....	9
4.	Data.....	10
4.1	Data I – Modely z aktivních experimentů CELEBRATION 2000, ALP 2002 a SUDETES 2003	11
4.2	Data II – Kompilace modelů z dalších aktivních profilových měření i observatorních dat	14
4.2.1	Rychlostní modely podél profilů VI a VII.....	14
4.2.2	Rychlostní model podél profilu MVE90	16
4.2.3	Rychlostní modely podél profilů 95A a 95B	17
4.2.4	Rychlostní modely podél profilů CEL09, CEL10, S02 a S03	19
4.2.5	Rychlostní modely z disperze povrchových vln	23
4.3	Data III – Modely kůry z vln konvertovaných na rychlostních rozhraních.....	26
4.4	Data IV – Jednoduchý model.....	28
4.5	Vlastnosti vstupních dat.....	29
5.	Metody vytvoření 3-D modelu	30
6.	3-D modely kůry Českého masívu	33
6.1	Hloubka Moho podle Modelů 1-4	37
7.	Diskuze I.....	40
7.1	Porovnání hloubek Moho podél profilu CEL09 pomocí různých metod	40
7.2	Sedimentární pokryv	42
ČÁST II - VLIV MODELU KŮRY NA PERTURBACE RYCHLOSTÍ V TELE-SEISMICKÝCH TOMOGRAFIÍCH SVRCHNÍHO PLÁŠTĚ		43
8.	Telesismická tomografie.....	43
8.1	Referenční model	45
8.2	Přehled korekcí na kůru	45

9.	Program TELINV	47
9.1	Parametrizace modelu.....	47
9.2	Korekce na kůru v programu TELINV	47
10.	Aplikace Modelů 1- 4 do telesismické tomografie	49
10.1	Seismická síť	49
10.2	Geometrie paprsků.....	50
10.3	Parametrizace modelu kůry a svrchního pláště.....	52
10.4	Data pro syntetické testy.....	53
10.4.1	Data pro syntetický Test I - syntetický model s perturbacemi rychlostí v plášti	54
10.4.2	Data pro syntetický Test II - s odvozenými modely kůry.....	55
10.4.3	Data pro syntetický Test III - s odvozenými modely kůry i syntetickými perturbacemi v plášti	55
11.	Výsledky syntetických testů	56
11.1	Výsledek Testu I – syntetický model s perturbacemi rychlostí v plášti	56
11.2	Výsledek Testu II - s odvozenými modely kůry	56
11.2.1	Výsledek Testu III – s odvozenými modely kůry i syntetickými perturbacemi v plášti.....	58
12.	Diskuze II.....	65
13.	ZÁVĚR	67
14.	Použitá literatura	68

Seznam obrázků

Obr. 2.1. Geologické schéma Českého masívu (převzato z Plomerová et al., 2005).....	4
Obr. 3.1. Mapa seismických profilů ze studií povrchových vln a z aktivních experimentů: KHC-KSP, MOX-KHC, MOX-VIE, 9HR, MVE90, VI, VII, 95A, 95B.....	5
Obr. 3.2. Mapa seismických profilů CEL09, CEL10, ALP01, S01, S02, S03, S04, S05 (převzato z Růžek et al. 2007).	7
Obr. 3.3. Hloubka Moho v západní části ČM podle Geissler (2005) a Heuer et al. (2006)	9
Obr. 4.1. Mapa profilů VI, VII, MVE90, 95A, 95B, CEL09, CEL10, S02, S03, MOX-VIE, MOX-KHC, KHC-KSP.....	10
Obr. 4.2. Základní typy vln šířících se v kůře.	11
Obr. 4.3. Rychlostní modely (Růžek et al., 2007) pro profily S01, S02, S03 a CEL10.....	12
Obr. 4.4. Rychlostní modely (Růžek et al., 2007) podél profilů S05, S04, CEL09 a ALP01 .	13
Obr. 4.5. Mapa profilů VI a VII a vyčlenění úseků A*-H* a A-D (Novotný a Urban, 1998). 14	14
Obr. 4.6. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Behr et al., 1994) podél profilu MVE90 .	17
Obr. 4.7. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Enderle et al., 1998) podél profilu 95A. ...	18
Obr. 4.8. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Enderle et al., 1998) podél profilu 95B....	18
Obr. 4.9. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová et al., 2005) podél profilu CEL09	20
Obr. 4.10. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu CEL10.	21
Obr. 4.11. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu CEL10.	21
Obr. 4.12. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu S02.	22
Obr. 4.13. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu S03.	23
Obr. 4.14. Schéma šíření přímé vlny P a vlny Ps konvertované na rychlostní rozhraní.....	26
Obr. 4.15. Průměrná rychlosť v_p v kůře a hloubka Moho (Plomerová et al., 2005).	28
Obr. 5.1. Schéma dvouvrstevného modelu kůry, pro který je známá hloubka Moho h_M a průměrná rychlosť v_p v kůře.....	30
Obr. 5.2. Mapa hloubek Moho z metody ‘receiver function’	31
Obr. 6.1. Poloha uzlových bodů a stanic seismické sítě Bohema II.	33
Obr. 6.2. Model 1.....	34
Obr. 6.3. Model 2.....	35
Obr. 6.4. Model 3.....	36

Obr. 6.5. Model 4.....	37
Obr. 6.6. Mapy hloubek Moho podél Modelů 1-4.....	38
Obr. 7.1. Rychlostní model podél (a) profilu CEL09 podle Hrubcové et al. (2005) a rychlostní průběh tohoto modelu s hloubkou (b) v 65 km a 175 km profilu CEL09	41
Obr. 7.2. Hloubka Moho podél profilu CEL09 z refrakčních měření podle Hrubcové et al. (2005) a z metody ‘receiver function’ z dat Geissler (2005) a Heuer et al. (2005). .	41
Obr. 10.1. Mapa stanic seismické sítě BOHEMA II.....	49
Obr. 10.2. Měření relativních a absolutních nasazení fáze P v programu Seismic Handler....	50
Obr. 10.3. Mapa epicenter jevů	51
Obr. 10.4. Azimutální rozložení jevů vzhledem ke středu seismické sítě.	51
Obr. 10.5. Mapa uzlových bodů včetně stabilizačních bodů.....	52
Obr. 10.6. Mapa studované oblasti s vyznačením dvou fiktivních struktur lišících se relativními rychlostmi a hloubkami..	55
Obr. 11.1. Rychlostní perturbace pro přímou a obrácenou úlohu seismické tomografie pro syntetický model se dvěma tělesy v řezu podél profilu A.....	57
Obr. 11.2. Perturbace rychlostí ve svrchním pláště způsobené rychlostními variacemi v kůře podle Modelů 1-4 v řezu podél profilu A	58
Obr. 11.3. Rychlostní perturbace způsobené syntetickým modelem svrchního pláště a variacemi rychlostí v kůře podle Modelu 1 v řezu podél profilu A	60
Obr. 11.4. Rychlostní perturbace způsobené syntetickým modelem svrchního pláště a variacemi rychlostí v kůře podle Modelu 2 v řezu podél profilu A	61
Obr. 11.5. Rychlostní perturbace způsobené syntetickým modelem svrchního pláště a variacemi rychlostí v kůře podle Modelu 3 v řezu podél profilu A	62
Obr. 11.6. Rychlostní perturbace způsobené syntetickým modelem svrchního pláště a variacemi rychlostí v kůře podle Modelu 4 v řezu podél profilu A	63

Seznam tabulek

Tabulka 4.1. Rychlostní model podél profilu VI (Novotný a Urban, 1988).....	15
Tabulka 4.2. Digitalizovaný rychlostní model podél profilu VII (Novotný a Urban, 1998) ..	16
Tabulka 4.3. Model KHKS86 (Wielandt et al., 1987).....	24
Tabulka 4.4. Modely MOVI a MOKH (Neunhöfer, Marillier, Panza 1981; Neunhöfer, Plešinger, Kracke 1983).....	25
Tabulka 4.5. Hloubky Moho a časy t_{PS} z dat seismické sítě BOHEMA II (Geissler, 2005). ..	26
Tabulka 10.1. Vertikální poloha uzlových bodů pro model kůry a pro model pláště.	53
Tabulka 10.2. Základní parametry programu TELINV v syntetických testech.	54

1. Úvod

V posledních deseti letech byly na našem území realizovány rozsáhlé pasivní experimenty (MOSAIC, BOHEMA I-III, PASSEQ – Plomerová et al., 2005; Plomerová et al., 2003, Babuška et al., 2005) zaměřené na studium stavby svrchního pláště, zejména pláštové litosféry. Součástí těchto projektů je výzkum rozložení seismických rychlostí. Jednou z používaných metod je seismická tomografie (Aki, Christoffersson a Husebye 1977), jejíž výsledkem je obraz rychlostních perturbací (odchylek) vůči radiálnímu modelu Země, např. IASP91 (Kennett, Engdahl 1991). Metoda minimalizuje rozdíly mezi dobou šíření vln od zdroje zemětřesení ke stanici skutečným rychlostním rozložením Země a dobou šíření rychlostním rozložením, které by odpovídalo referenčnímu modelu Země. Zdrojem seismických vln pro tomografie svrchního pláště jsou vzdálená zemětřesení z epicentrálních vzdáleností 25-95°, jejichž vlny P se šíří svrchním pláštěm pod úhly 20-50°. Strmé paprsky se v zemské kůře neprotínají, a proto není možné její stavbu pomocí telesismických dat postihnout. Proto při výpočtu tomografie svrchního pláště musíme časy opravit o vliv rychlostních variací v kůře vůči referenčnímu modelu.

Rychlosti šíření objemových vln (v_p – rychlosť podélných vln P, v_s – rychlosť střížných vln S) v izotropním prostředí jsou definované hustotou a elastickými moduly hornin podle vztahů:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (1.1)$$

kde λ a μ jsou elastické konstanty a ρ je hustota prostředí. S rostoucí hloubkou a tlakem se zvyšuje hustota hornin, mění se složení hornin, ve svrchní kůře se uzavírají pukliny a v pláště dochází k minerálním přeměnám. Obecný trend nárůstu rychlostí vln lze approximovat radiálně zvrstveným rychlostním modelem, kdy se rychlosť mění pouze s hloubkou. V referenčním modelu podle Bullen (1942) je zemská kůra tvořena jednou vrstvou o konstantní rychlosťi $v_p = 6.3$ km/s. Spodní hranici kůry tvoří Mohorovičićova diskontinuita (Moho), která je definována skokem rychlosťí seismických vln na 7.8 km/s. Hloubka Moho se pohybuje v rozmezí 5-15 km v oceánské kůře a mezi 20-70 km v kontinentální kůře (Lay a Wallace, 1995). Tato rychlostní diskontinuita byla poprvé pozorována a popsána chorvatským geofyzikem A. Mohorovičićem roku 1909. V některých oblastech se může projevit jako pozvolná přechodová zóna s

gradientem rychlostí seismických vln. V referenčním modelu Země IASP91 (Kennett a Engdahl, 1991) je kůra approximována dvěma vrstvami. Svrchní vrstva je do hloubky 20 km definovaná rychlosť $v_p = 5.8$ km/s a spodní vrstva od 20 do 35 km má rychlosť $v_p = 6.5$ km/s. Vrstvy odpovídají geologickému rozdělení na svrchní tzv. „granitickou“ vrstvu složením blízkým žule, skládající se především z magmatických a metamorfovaných hornin, a spodní tzv. „bazaltovou“ vrstvou se složením blízkým gabru. Hranice mezi svrchní a spodní kůrou se někdy nazývá Conradova diskontinuita, která se však nachází pouze pod kontinenty a která není vždy detekována. Nejsvrchnější geologickou vrstvu tvoří nesouvislá vrstva sedimentů, která má velmi rozdílné fyzikální vlastnosti. Projevuje se především nižší hustotou a nízkými rychlostmi. Rychlosti v_p sedimentů se zpravidla pohybují v rozmezí 2.5 – 3.5 km/s (Kumpera, Foldyna a Zorkovský 1988).

Rychlostní rozložení v kůře a její stavba v oblasti Českého masívu je předmětem mnoha seismických experimentů, např. CELEBRATION, SUDETES, ALP, POLONAISE, SLICE (Růžek et al., 2007; Hrubcová et al., 2005; Majdanski et al., 2006; Grad et al., 2003; Brož et al., 2005). Cílem této práce je sestavení trojrozměrného modelu kůry z interpretovaných seismických profilů reflexní a refrakční seismiky, a z výsledků získaných metodou ‘receiver function’ (Geissler, 2005) a z dispese povrchových vln. Dalším krokem je posouzení vlivu rychlostního modelu kůry, resp. nepřesnosti v modelech na rychlostní perturbace v tomografii svrchního pláště.

2. Stručný přehled hlubinné geologické stavby Českého masívu

Český masív (ČM) (obr. 2.1) je jedním z největších reliktů variského (hercynského) orogénu, konsolidovaný při kolizi perigondwanských mikrokontinentů s Laurussií (Franke, 2000; Matte et al., 1990) během devonu a karbonu (380-320 mil. let). Později se ČM choval jako samostatná jednotka, která měnila svou podobu především díky erozivním a sedimentárním pochodům (zejména v období křídy). Většina pozdějších deformací má charakter křehkého porušení. Zlomové linie převážně variského stáří byly reaktivované během tzv. saxonské tektogeneze v mezozoiku a tertiéru, kdy reagovaly na změny v napětí v alpinském předpolí (Kachlík, 2003).

Z hlediska hluboké stavby kůry a vývoje lze rozdělit ČM na čtyři jednotky (Commission, 1994) moldanubickou (MO), tepelsko-barrandienskou (TB), moravo-slezskou (MS) a sasko-durynskou. Nejméně tři z nich pravděpodobně tvořily samostatné mikrokontinenty, oddělené oceánskými doménami (Kachlík, 2003).

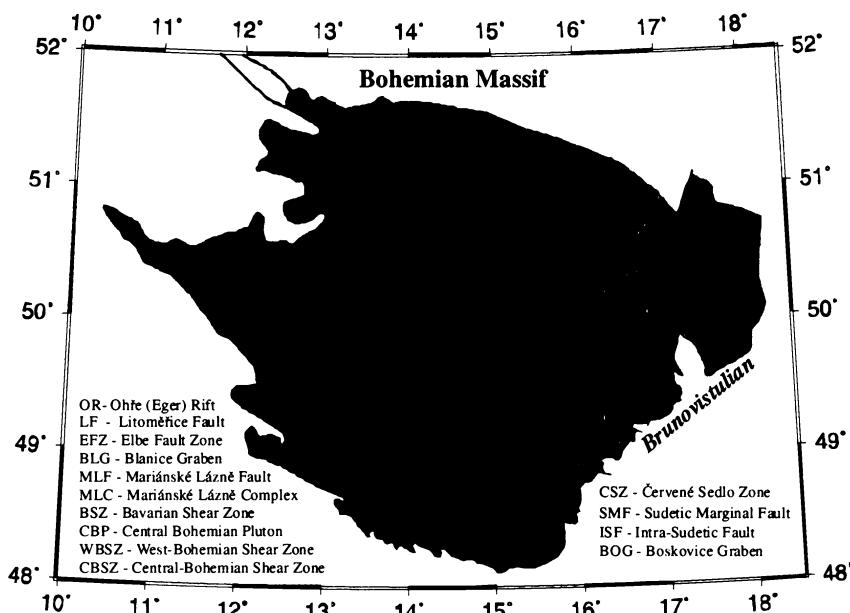
Sasko-durynská jednotka (Saxothuringikum) zahrnuje severní a severovýchodní část ČM a je oddělena od tepelsko-barrandienské jednotky a moldanubika labským zlomovým pásmem (labský lineament) skrytým pod uloženinami České křídové pánve a litoměřickým zlomem ve směru jz.-sv. Výrazná diskontinuita - labský lineament, který je v seismickém obrazu sledovatelný až do hloubky Moho, rozděluje jednotku na dvě části: krušnohorskou oblast (ST) a sudetskou (SU) (Kachlík, 2003). Metamorfní inverzi v Krušných horách způsobuje příkrovová stavba (Müchenberg, Frankenberg, Wildenfels). V této oblasti významná sedimentární a vulkanická tělesa tvoří Mostecká, Sokolovská a Chebská pánev a vulkanický komplex Dourovských hor a Českého Středohoří. Sudetská oblast je opakovanými pohyby na paralelní Törnquistové zóně rozlámána do mnoha bloků s odlišným erozním niveau (Kachlík, 2003). Česká křídová pánev tvoří nejvýraznější sedimentární těleso ČM, je protažená ve směru sz.-jv. a její maximální mocnost dosahuje hloubky 900 m.

Tepelsko-barrandienská jednotka vystupuje na povrch ve středních a západních Čechách. Je charakterizována sledem geosynklinálních hornin sedimentárního a vulkanického původu svrchního proterozoika a staršího paleozoika s kadomským deformovaným basementem (Kachlík, 2003). Specifickým geofyzikálním rysem je vyšší průměrná hustota kůry. Zásadní hranice s okolními jednotkami představují na severozápadě tepelská sutura a na

jihovýchodě gfölská sutura oddělující moldanubickou a tepelsko-barrandienskou oblast. Gfölská sutura se uzavírala jako první a byla provázena vznikem rozsáhlých granitoidních těles. Na povrchu je tvořena středočeským plutonem a středočeskou strižnou zónou (CBSZ) (Chlupáč et al., 2002).

Moldanubikum tvoří jižní a jihozápadní část ČM. Představuje nejvýchodnější část variských internid, nejvíce exponovaný a poté erodovaný tzv. kořen orogénu (Kachlík, 2003). Horniny svrchní kůry byly intenzivně metamorfovány a migmatitizovány. Tyto procesy byly doprovázeny rozsáhlým magmatismem. Nejvýznamnější magmatická tělesa tvoří centrální moldanubický plutonový komplex a železnohorský pluton.

Moravsko-slezská jednotka (MSO) je nejvýchodnější částí ČM. Je složena z variským přepracovaného moravoslezsika (MS), v rámci orogeneze rozlámaného do menších bloků, a brunovistulika (BV). Stavba MSO se vyznačuje diskordantní stavbou vůči zonalitě západních jednotek s osou ssv.-jjz. Na východě ČM se nachází brunovistulikum s odlišným geologickým vývojem, které od konce kadomského vrásnění nebylo už žádnou orogenezí výrazněji postiženo. Nadloží brunovitulika tvoří terciérní sedimenty karpatské předhlubně a na jeho nejvýchodnější okraj jsou nasunuty příkrovové Západní Karpaty.



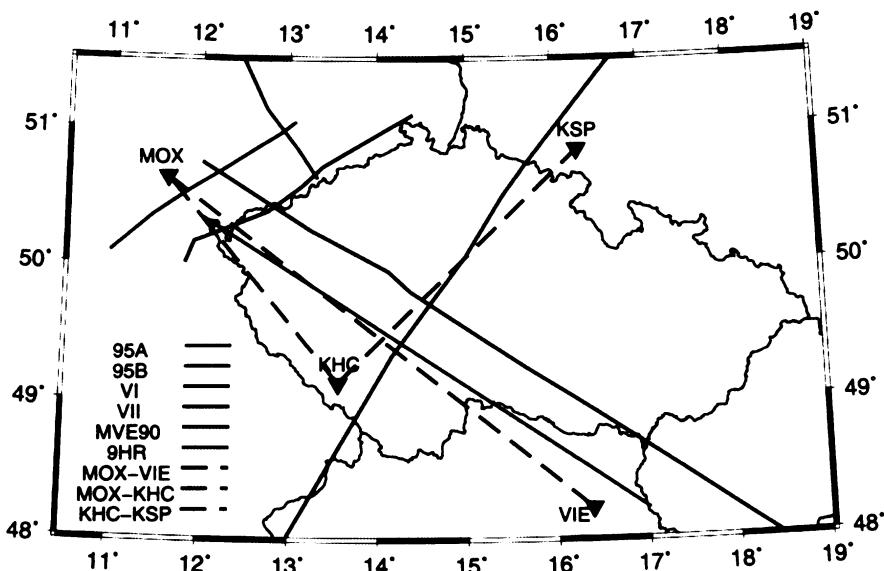
Obr. 2.1. Geologické schéma Českého masívu (převzato z Plomerová et al., 2005): OR - Ohárecký rift, LF - Litoměřický zlom, EFZ - Labské zlomové pásmo, BLG - Blanický příkop, MLF - Mariánsko-Lázeňský zlom, MLC - Mariánsko-Lázeňský komplex, BSZ - Bavorská střížná zóna, CBP - Středočeský pluton, WBSZ - Západočeská střížná zóna, CBSZ - Středočeská zlomová zóna, CSZ - Zlom Červené Sedlo, SMF - Sudetský okrajový zlom, ISF - Vnitrosudetský zlom, BOG - Boskovický příkop.

ČÁST I - TROJROZMĚRNÝ RYCHLOSTNÍ MODEL KŮRY

3. Současný stav poznatků o stavbě kůry Českého masívu

3.1 Rychlostní modely z aktivních seismických experimentů podél profilů

Počátky studia stavby zemské kůry na území Českého masívu hlubinným seismickým sondováním spadají do šedesátých let minulého století. Významné jsou mezinárodní navzájem kolmé profily VI a VII (obr. 3.1), podél kterých Beránek, Dudek a Zounková (1975) sestavili jeden z prvních rychlostních modelů kůry. Určili hlavní reflektory v kůře a hloubkové rozložení rychlostí za použití hodochron základních seismických vln - přímých, lomených a odražených. Tyto modely korelují s většími geologickými tělesy jako jsou sedimentární pánve a granitické plutony. Rychlostní modely podél profilů VI a VII byly shrnuty pro účely lokalizace zemětřesení Novotným a Urbanem (1988). Hloubku Moho na území Československa popisuje ve své práci také Zátopek (1979), kde mocnost kůry dosahuje svého maxima v centrální části moldanubické oblasti - okolo 40 km, a naopak velmi mělké Moho okolo 27 km se nachází v Saxothuringiku. Hlubinné seismické sondování podél profilu 9HR probíhajícího od Německa do jižních Čech (obr. 3.1) indikuje mocnosti kůry od 31 km na SZ až ke 39 km na jihu (Tomek et al., 1997).



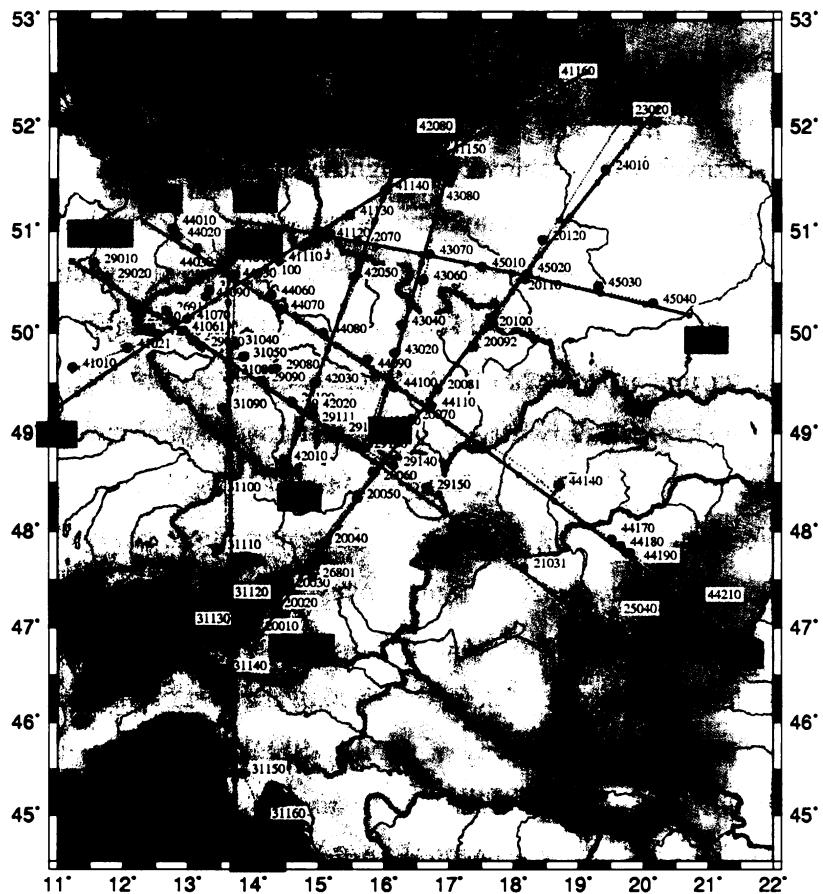
Obr. 3.1. Mapa seismických profilů z aktivních experimentů (plnou čarou): 9HR, MVE90, VI, VII, 95A, 95B a ze studií disperze povrchových vln (přerušovanou čarou) KHC-KSP, MOX-KHC, MOX-VIE.

Komplikovaná tektonika v oblasti západní části Českého masívu a Oháreckého riftu vedla k mnoha seismickým experimentům jako jsou GRANU95 (Enderle et al., 1998), MVE90 (Behr et al., 1994) nebo DEKORP/KTB (DEKORP Research Group - Bortfield et al., 1988). Poloha profilů MVE90, 95A a 95B je vyznačena na obrázku 3.1. Průměrná hloubka Moho podél těchto profilů je 30-31.5 km (Enderle et al., 1998; Behr et al., 1994). Minimální hodnoty okolo 28 km jsou interpretovány ve středu profilu MVE90 (Behr et al., 1994). Tyto studie také poukazují na reflektivní spodní kůru považovanou Bortfieldem et al. (1988) za příklad tzv. „typické kontinentální kůry“, která se projevuje slabě reflekující svrchní kúrou a vysoce reflektivní laminovanou spodní kúrou. Problém určení hloubky Moho je vidět i na profilech GRANU95, kde je fáze Pn - vlna refragovaná podél Moho diskontinuity, nevýrazná, a vlna P_{MP} odražená od Moho je maskována předcházející fází interpretovanou jako odraz od reflektoru ve spodní kůře (Enderle et al., 1998). V této oblasti Málek et al. (2004) vytvořil rychlostní modely do hloubky 5 km, které byly interpretovány Wiechert-Herglotzovou metodou s použitím dat permanentních stanic lokálních sítí, které zaznamenaly odstřely podél profilu CEL09 (obr. 3.2). Rychlosti v_P v modelu pro oblast západních Čech podle Málka (2004) stoupají od 3.5 km/s při povrchu na 6.03 km/s v hloubce 15 km.

Mezi nejnovější a také největší aktivní seismické experimenty na našem území (obr. 3.2) se řadí CELEBRATION 2000, ALP 2002 a SUDETES 2003 (Guterch et al., 2003; Brückl et al., 2007; Grad et al., 2003). Podle charakteru vlnového pole dělí Hrubcová et al. (2005) profil CEL09 na tři části. První severozápadní část, zachycující především Saxothuringikum, se vyznačuje reflektivní spodní kúrou, která se projevuje dlouhou kódou a vysokými amplitudami. Horní hranice této reflektivní vrstvy je 25-27 km s rychlostním skokem až 0.3 km/s. Moho v této oblasti klesá do 34-35 km. Centrální část profilu CEL09 (Moldanubikum) je charakterizována jasným nasazením vlny odražené od Moho s maximální hloubkou 39 km. Hloubky Moho souhlasí s předchozími měřeními (Beránek a Zátopek 1981; Bucha a Blížkovský 1994). Jihovýchodní část profilu CEL09 se projevuje reflektivní kúrou, ale bez jasných rozhraní uvnitř kůry. Hranice Moho není jasně určena v důsledku poměrně rovnoměrného gradientu rychlostí bez výraznějších skoků. Tato zjištění jsou v souladu s předchozím měřením (Beránek a Zátopek, 1981). Mocnost kůry v této oblasti byla odhadnuta na 32-35 km (Bucha a Blížkovský, 1994).

Významnou metodou zkoumání rychlostí v zemské kůře je i seismická tomografie, jejímž výsledkem je rozložení rychlostí (více o seismické tomografii v kapitole 8).

Dvouozměrné rychlostní modely podél osmi profilů (obr. 3.2), byly získány seismickou tomografií s krokem parametrizujícím výrazná rozhraní v kůře z experimentů CELEBRATION 2000, ALP 2002 a SUDETES 2003 (Růžek et al., 2007; viz. kapitola 4.1). Majdanski et al. (2006) v analýze profilů S02, S03 (obr. 3.2) a S06 (v Polsku) z experimentu SUDETES 2002 srovnává výsledky rychlostních modelů ze tří různých technik, včetně tomografie. Velice silné reflektory byly detekovány v hloubkách 20-23 km a 25-28 km s rychlostním kontrastem 0.4 km/s (Majdanski et al., 2006). Pro mocnost kůry v oblasti Českého masívu autoři uvádějí hodnoty 33-35 km. Třídimenzionální model kůry severní části Českého masívu a jihozápadního Polska byl vytvořen z dat z aktivních experimentů SUDETES 2003, POLONaise'97 a CELEBRATION 2000 invertováním časů šíření refragovaných a odražených vln P (Majdanski et al., 2007).



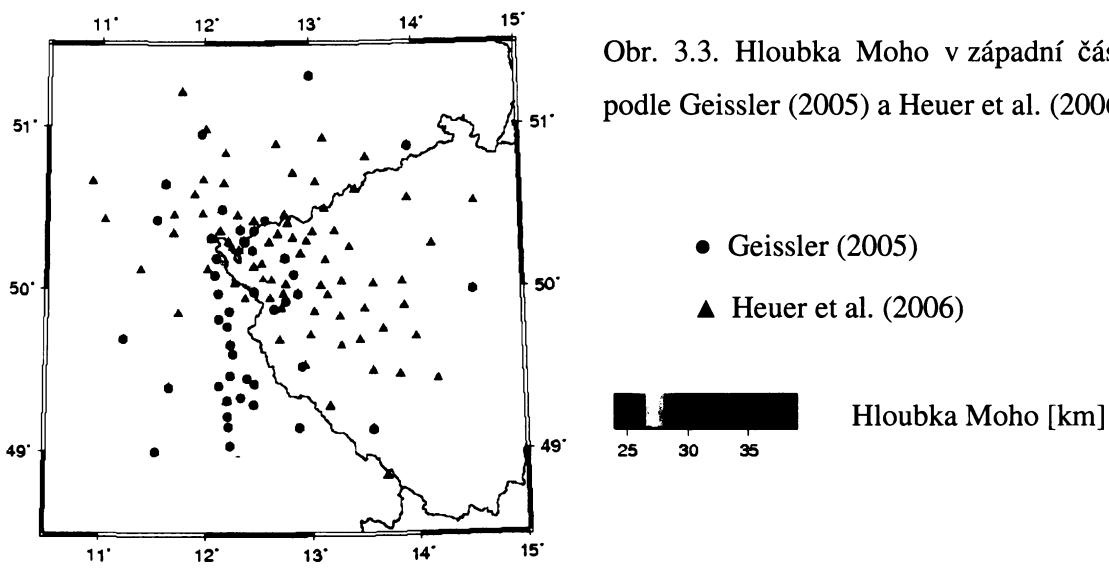
Obr. 3.2. Mapa seismických profilů aktivních experimentů CELEBRATION 2000 – CEL09, CEL10, ALP 2002 – ALP01 a SUDETES 2003 – S01, S02, S03, S04, S05 (převzato z Růžek et al. 2007).

3.2 Rychlostní modely z pasivních seismických experimentů

V této kapitole uvádím metody a techniky využívající data především permanentních stanic a lokálních i vzdálených zemětřesení. Patří sem studium povrchových vln a technika 'receiver functions'.

Metoda disperze povrchových vln ke zkoumání kůry a svrchního pláště je založena na závislosti fázové rychlosti na frekvenci. Neuhöfer et al. (1981) vytvořil rychlostní model MOVI podél profilu (obr. 3.1) mezi stanicemi MOX (Moxa) a VIE (Vídeň), využívající Rayleighovy vlny. Neuhöfer, Plešinger a Kranke (1983) odvodili podobný model (MOKH) mezi stanicemi MOX a KHC (Kašperské Hory) za předpokladu 1D izotropního prostředí (obr. 3.1). Modelu MOVI uvádí hloubku Moho v 36 km a model MOKH ve 32 km. Fázové rychlosti Rayleighových i Loveho vln byly naměřeny také podél profilu (obr. 3.1) mezi stanicemi KHC-KSP (Ksiaz) (Wielandt et al., 1987), jehož poloha téměř koinciduje s hlubinným profilem VII. Novotný (1983) odvodil podél refrakčního profilu VII model rychlostí v_p , který byl použit jako výchozí při inverzi obou typů vln do modelů hloubkové závislosti rychlostí střížných vln. Rychlosti Rayleighových a Loveho vln se shodují v kůře a udávají hloubku Moho ve 38 km. Ve svrchním plášti se však modely rychlostí Rayleighových a Loveho vln mírně liší. Ze všech výše zmíněných modelů z disperze povrchových vln čerpal Novotný (1996) při kompliaci rychlostního modelu v oblasti zemětřesných rojů v západních Čechách. Využil mimo jiné i data z hlubinných seismických profilů (VI, VII) a záznamy z lokální seismické sítě. Kompilovaný model je charakterizován velmi nízkými rychlostmi ve svrchní kůře a hloubkou Moho v 32 km (Novotný, 1996).

Technika 'receiver functions' je založena na konverzi vln na rychlostním rozhraní a využívá rozdílu rychlostí v_p a v_s (více o metodě v kapitole 4.3.1). Geissler (2005) a Heuer et al.(2006) studovali diskontinuitu Moho z dat experimentu BOHEMA I a II (Babuška et al., 2005; Plomerová et al., 2005; Geissler, 2006 – nepublikovaná data). Geissler (2005) i Heuer et al. (2005) pracují s vlnami P konvertovanými na vlny S. Hloubka Moho a poměr v_p/v_s jsou počítány podle metody Zhu-Kanamori (2000). V prvním přiblížení lze také Moho odhadnout z časového zpoždění vlny P_s za P s použitím průměrné rychlosti v kůře v_p (6.3 km/s) a průměrného poměru rychlostí v_p/v_s (1.73) (Geissler, 2005; Heuer et al., 2006). Interpretace mocnosti kůry podle Geissler (2005) a Heuer et al. (2006) indikuje vyklenutí Moho na hodnoty okolo 27-28 km v oblasti pod Chebskou pánev. V ostatních částech studované oblasti se hloubky Moho pohybují v rozmezí 30-38 km (obr. 3.3).



Obr. 3.3. Hloubka Moho v západní části ČM podle Geissler (2005) a Heuer et al. (2006).

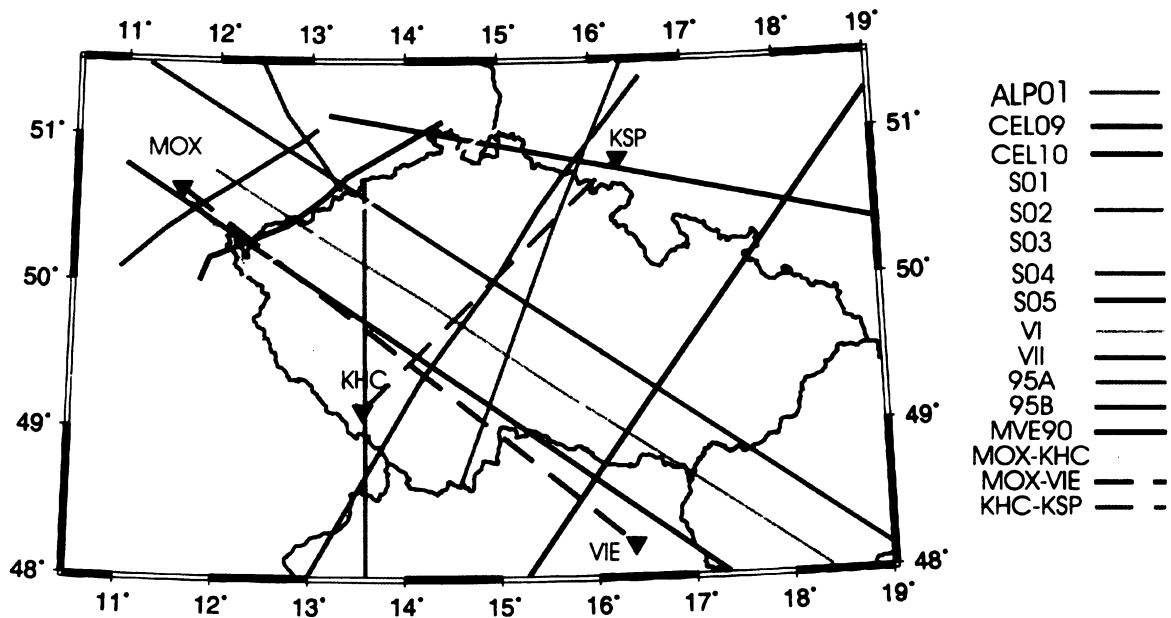
3.3 Modely kůry Českého masívu z dalších geofyzikálních pozorování

Užitečnými geofyzikálními metodami jsou měření potenciálních gravimetrických a magnetických polí, která většinou doplňují seismické studie. Velmi častá jsou gravimetrická modelování podél 2D seismických profilů. Například Švancara, Hubatka a Chlupáčová (1999) modelují hustotní poměry podél profilu 9HR. Podobně Hrubcová et al. (2005) modelují gravitační účinky podél rychlostního profilu CEL09. Postupují tak, že ze seismického průzkumu se určí základní fyzikální rozhraní podél profilu. Tak vzniknou teoretická 2D tělesa protažená do „nekonečna“ kolmo k profilu nebo tzv. 2.5 dimenzionální tělesa, kdy se v blízké vzdálenosti od profilu odhadne hustota okolí. Těmito tělesům je přiřazena hustota tak, aby rozdíl gravitačního účinku těchto těles a měření podél profilu byl co nejmenší.

Stavba kůry je zkoumána i geotermickými pozorováními. Mocnost kůry nelze z této metody odvodit, protože Moho není geotermickou hranicí. Tepelného toku lze však využít pro odhad mocnosti litosféry, protože spodní hranice litosféry je izotermální s hodnotou teploty kolem 1250°C (Čermák et al., 1991).

4. Data

Data pro vytvoření 3D modelu kůry jsem čerpala z výsledků interpretovaných refrakčních a reflexních seismických modelů, metody 'receiver functions' a metody disperze povrchových vln. Vstupní data pro 3D model kůry jsou převážně rychlostní modely podél profilů (obr. 4.1). Výsledky různých metod nejsou zcela kompatibilní, neboť mají různou přesnost, reflektují různé směry šíření a platí pro různé frekvence vln. Proto rozlišuji čtyři různé druhy dat (Data I-IV) a vytvářím čtyři různé modely kůry (Modely 1-4).

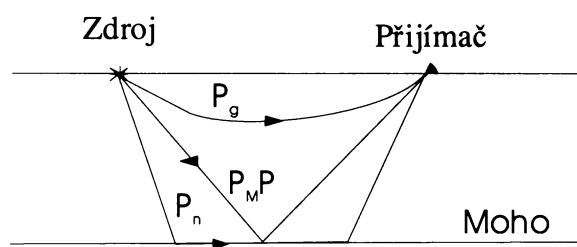


Obr. 4.1. Mapa profilů – aktivní seismické profily (plnou čarou): VI, VII (Beránek, Dudek, Zounková 1994), MVE90 (Behr, 1994), 95A, 95B (Enderle et al., 1998), CEL09, CEL10, S02, S03 (Hrubcová, nepublikovaná data); profily, podél kterých byla měřena disperze povrchových vln (čárkovánou čarou): MOX-VIE (Neuhöfer, Marillier, Panza 1981), MOX-KHC (Neuhöfer, Plešinger, Kracke 1983), KHC-KSP (Wielandt et al., 1987), seismické observatoře (trojúhelníky).

4.1 Data I – Modely z aktivních experimentů CELEBRATION 2000, ALP 2002 a SUDETES 2003

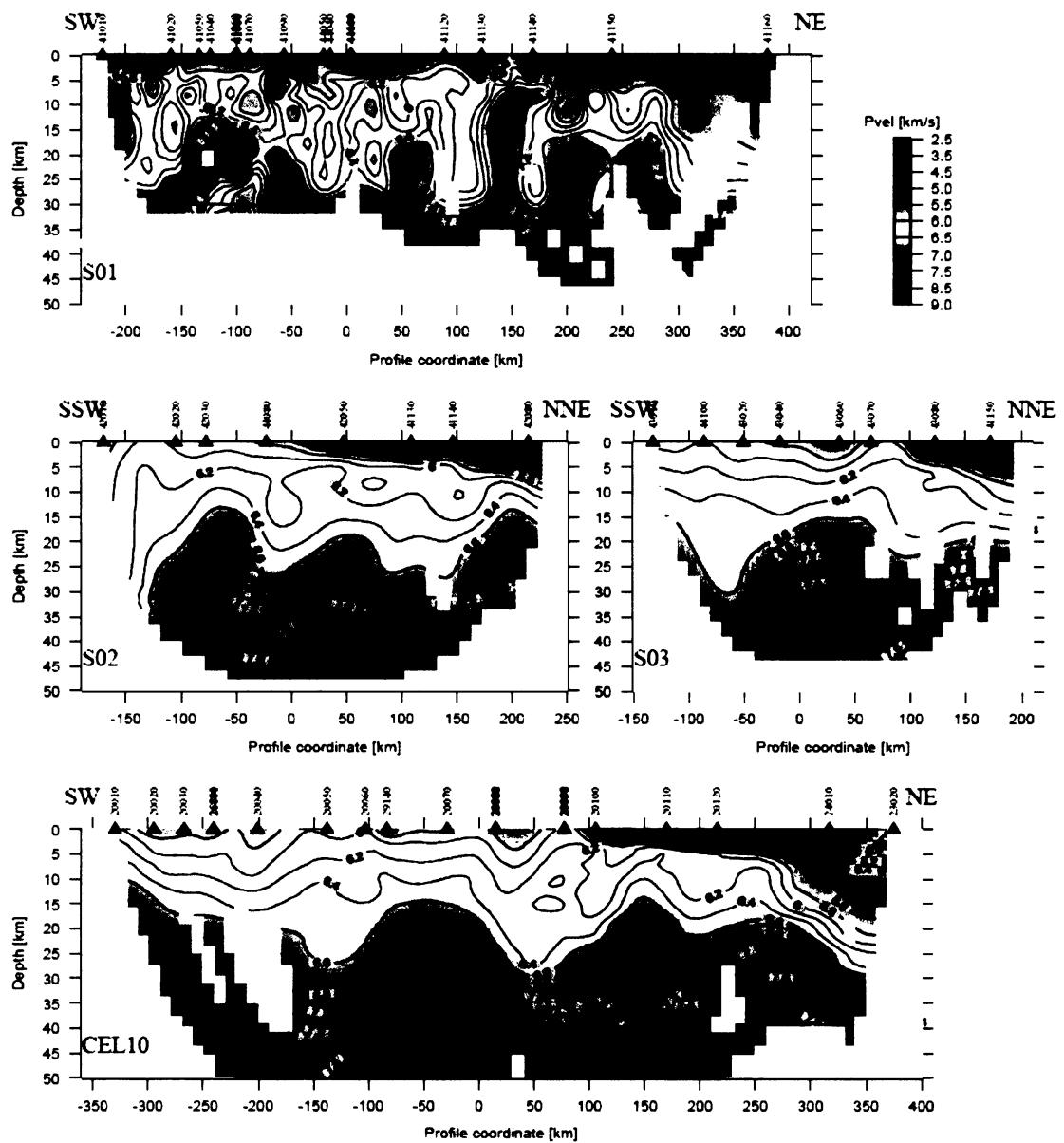
V této kapitole budou popsána data z osmi profilů (obr. 4.1) z mezinárodních aktivních seismických experimentů CELEBRATION 2000 (CEL09, CEL10), ALP 2002 (ALP01) a SUDETES 2003 (S01-05) interpretovaných jednotnou metodou (Růžek et al., 2007). Zpracování dat stejnou metodou a relativně rovnoměrné rozmístění profilů v oblasti Českého masívu tvoří homogenní základ pro 3D model kůry. Všechny profily měly průměrný rozestup geofonů cca 3 km a vzdálenost odstřelů cca 30 km.

Metoda je charakterizována dvěma kroky: parametrickým a tomografickým. V prvním parametrickém kroku Růžek et al. (2007) definoval rozhraní, která mají význam izoliní rychlostí v kůře. Dráhy paprsků, byly vypočteny iterativní tzv. “pseudo-bending” metodou podle Um a Trumber (1987). V druhém tomografickém kroku Růžek et al. (2007) minimalizoval odchylky v časech šíření za použití drah paprsků určených předchozím krokem. Přesnost modelů byla zjišťována porovnáváním 1D závislosti rychlostí na hloubce v místech protínání jednotlivých modelů. Dále Růžek et al. (2007) určil hloubky Moho s absolutní chybou ± 2.5 km. Jednotlivé profily byly approximovány 2D geometrií a byly analyzovány pouze nejvýraznější fáze Pg, Pn, P_MP (obr. 4.2), jejichž nasazení bylo měřeno se standardní odchylkou 0.05 s (Růžek et al., 2007).

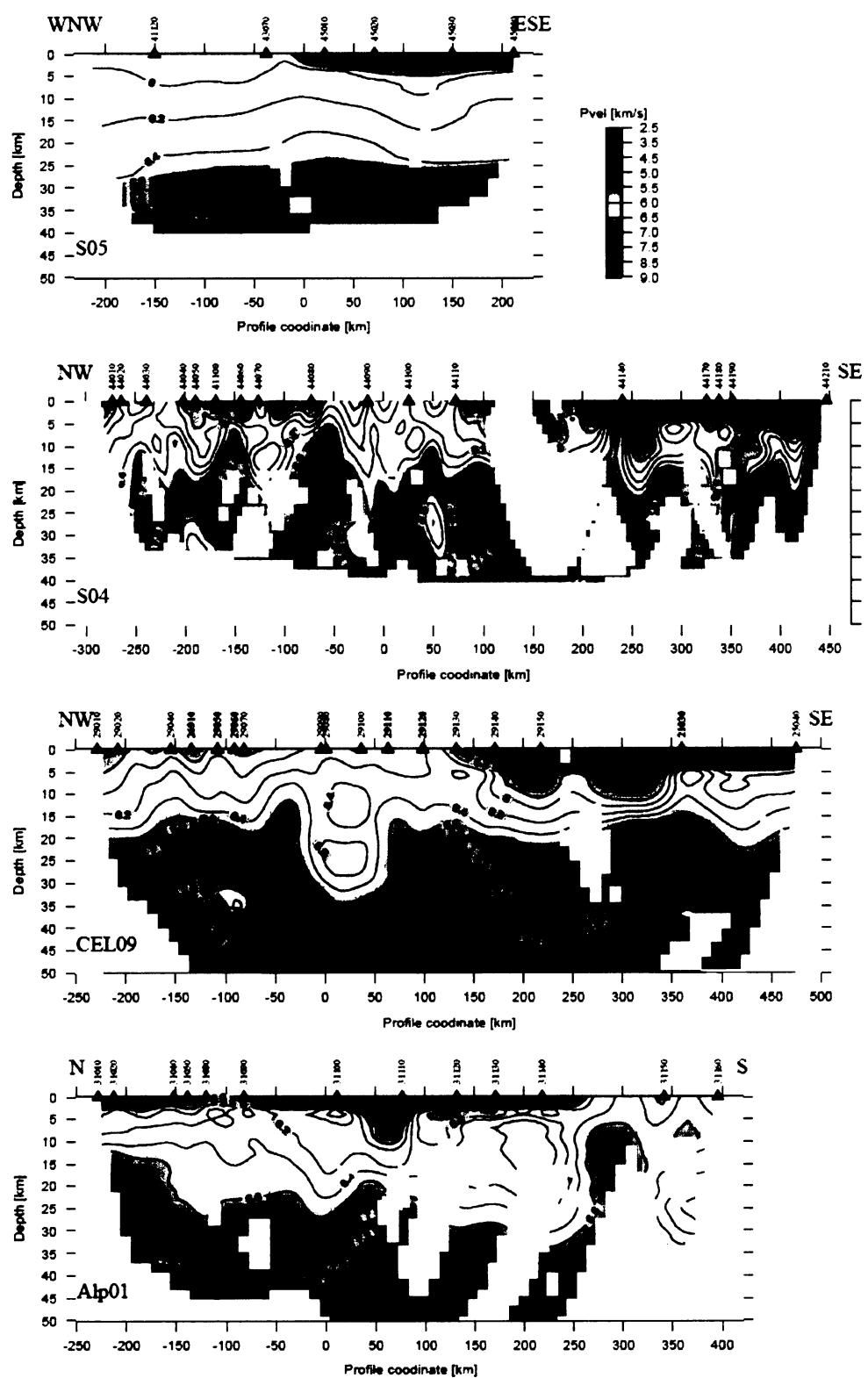


Obr. 4.2. Základní typy vln P šířících se v kůře. Pn značí vlnu refragovanou, šířící se po rozhraní kůra-plášť, P_MP je vlna odražená od rozhraní Moho a Pg vlna přímá.

Informace o rychlostech jsem získala v rozrešených bodech interpretovaných modelů z http://www.ig.cas.cz/userdata/files/personal-pages/b-ruzek/Ruzek_etal.html. Rychlostní modely jsou vzorkovány s krokem 10 km horizontálně a cca 4 km vertikálně (Růžek et al., 2007).



Obr. 4.3. Rychlostní modely (převzato z Růžek et al., 2007) pro profily S01, S02, S03 a CEL10 (obr. 4.1). Hloubka Moho je indikována tmavě žlutou linkou. Barevná škála rychlostí je společná všem profilům. Vertikální měřítko je 4.5-krát převýšeno.



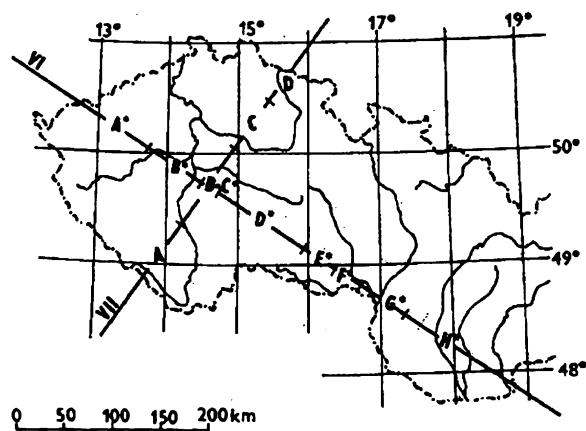
Obr. 4.4. Rychlostrní modely (převzato z Růžek et al., 2007) podél profilů S05, S04, CEL09 a ALP01 (obr. 4.1). Moho indikováno tmavě žlutou linkou .

4.2 Data II – Kompilace modelů z dalších aktivních profilových měření i observatorních dat

Tato data jsou syntézou výsledků měření podél seismických profilů z aktivních experimentů a měření disperze povrchových vln na dvojicích seismických observatoří (obr. 4.1). Rychlostní modely těchto profilů dosahují minimálně do hloubky Moho a jsou popsány v podkapitolách 4.2.1-4.2.5.

4.2.1 Rychlostní modely podél profilů VI a VII

V šedesátých letech minulého století proběhly na našem území seismické výzkumy podél profilů VI a VII (obr. 4.5). Rychlostní modely podél těchto modelů zpracovali Beránek, Dudek a Zounková (1975). Český masív je rozdělen do úseků A*-F* podél profilu VI a do úseků A-K podél profilu VII, z kterých pouze úseky A-D leží v ČM (obr. 4.5). Z rozložení rychlostí seismických vln z hlubinného sondování byly vypočítány vrstevní rychlosti vztažené k jednotlivým úsekům (Novotný a Urban, 1988). Byly použity hodochrony vln přímých, lomených a odražených. Hodnoty vrstevních rychlostí jsou vztaženy ke středu úseku a středu vrstvy (Tab. 4.1 a Tab. 4.2). V modelech podél profilů VI a VII se hloubka Moho pohybuje v rozmezí od 30 do 38 km. Nejmělčí Moho (30-32 km) je interpretováno v úsecích A*, E*, H*, C a D, které charakterizují krušnohorskou oblast, hranici moldanubika a moravika, karpatskou předhlubeň a sudetskou oblast. Hloubky Moho kolem 38 km jsou udávány pro úseky C*, D*, A a B v oblasti moldanubika.



Obr. 4.5. Mapa profilů VI a VII a vyčlenění úseků A*-H* a A-D (Novotný a Urban, 1998).

Tabulka 4.1. Rychlostní model podél profilu VI (Novotný a Urban, 1988).

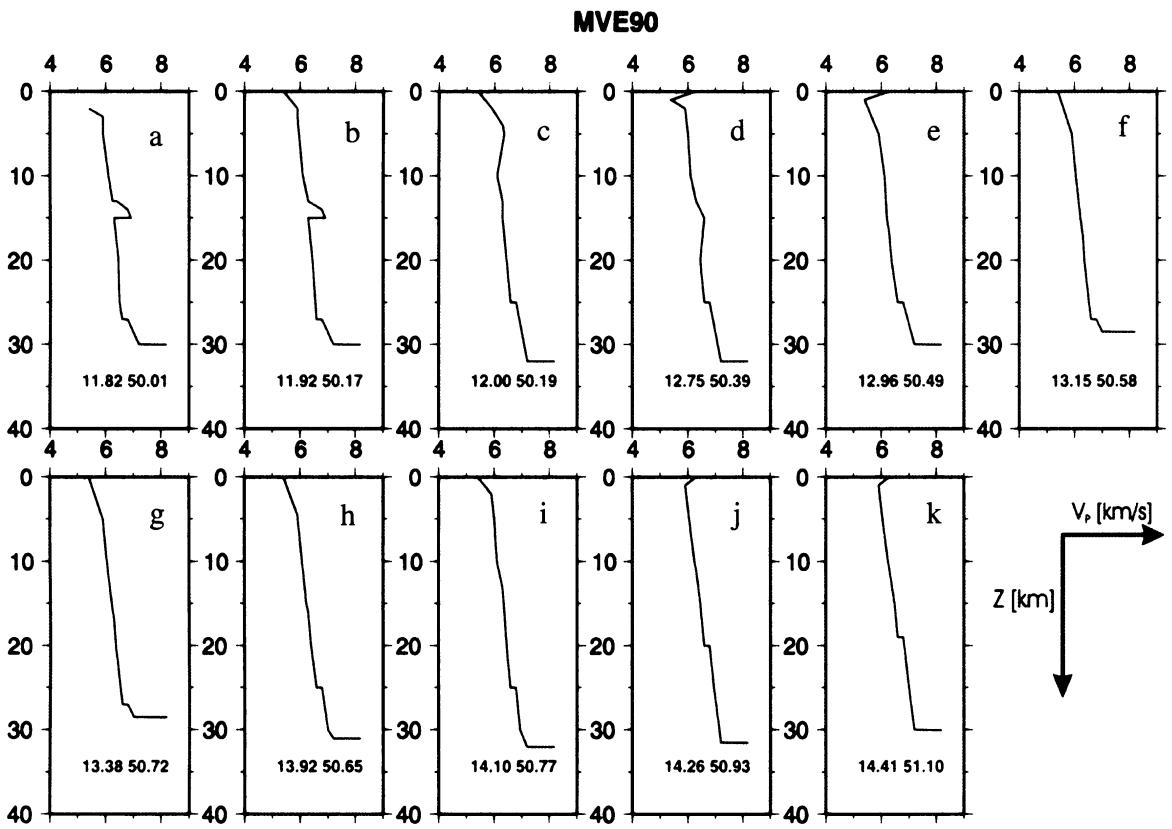
Profil VI							
A*		B*		C*		D*	
h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]
0,0	5,2	0,0	5,9	0,0	5,6	0,0	5,6
1,5	5,4	7,0	6,0	1,0	5,8	2,0	5,8
2,5	5,6	14,5	6,2	3,0	6,0	15,0	6,0
3,5	5,8	16,5	6,4	8,0	6,2	17,0	6,2
4,0	6,0	18,0	6,6	14,0	6,2	19,0	6,4
5,0	6,2	31,0	6,8	16,0	6,2	21,0	6,6
14,5	6,4	33,0	7,0	17,0	6,4	25,0	6,8
18,0	6,6	34,5	7,2	20,0	6,6	31,0	7,0
29,0	6,8	36,0	7,4	27,0	6,6	34,0	7,2
31,0	7,0	36,0	8,2	30,0	6,6	36,0	7,4
32,0	7,1			32,0	6,8	38,0	7,6
32,0	8,2			33,0	7,0	38,0	8,2
				34,0	7,2		
				35,0	7,4		
				36,5	7,6		
				38,0	7,8		
				38,0	8,2		
E*		F*		G*		H*	
h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]
0,0	5,7	0,0	3,0	0,0	2,8	0,0	2,8
3,0	5,8	0,8	4,0	2,5	4,0	1,0	4,0
6,0	6,0	1,5	5,0	4,5	5,0	2,5	5,0
8,0	6,2	2,2	6,0	7,0	6,0	4,0	6,0
10,5	6,4	2,8	6,6	8,0	6,4	5,0	6,4
14,0	6,6	3,4	7,0	9,0	6,6	6,0	6,6
20,0	6,6	4,8	7,0	12,0	6,6	7,0	6,6
22,0	6,4	5,3	6,6	18,0	6,6	8,0	6,4
25,0	6,2	6,5	6,0	24,0	6,8	9,0	6,2
27,0	6,2	10,0	5,8	25,5	7,0	10,0	6,0
29,0	6,4	15,0	6,0	27,0	7,2	11,0	5,8
30,5	6,6	18,0	6,2	28,0	7,4	16,0	5,6
32,0	7,0	20,0	6,4	35,0	8,0	21,0	5,8
32,0	8,2	22,5	6,6	35,0	8,2	22,5	6,0
		24,0	6,8			23,5	6,2
		26,0	7,0			24,5	6,4
		29,0	7,2			25,5	6,6
		32,0	7,4			26,5	6,8
		34,0	7,5			27,5	7,0
		34,0	8,2			29,0	7,2
						30,0	7,4
						30,0	8,2

Tabulka 4.2. Rychlostní model podél profilu VII (Novotný a Urban, 1998).

Profil VII							
A		B		C		D	
h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]	h [km]	v _P [km/s]
0,0	5,6	0,0	5,6	0,0	5,0	0,0	4,8
2,0	5,8	1,0	5,8	0,5	5,4	1,0	5,6
15,0	6,0	3,0	6,0	1,0	5,6	1,5	5,8
17,0	6,2	8,0	6,2	1,5	5,8	2,0	6,0
19,0	6,4	14,0	6,2	2,0	6,0	2,5	6,2
21,0	6,6	16,0	6,2	3,5	6,2	3,0	6,4
25,0	6,8	17,0	6,4	7,0	6,4	7,5	6,4
31,0	7,0	20,0	6,6	14,0	6,6	12,0	6,4
34,0	7,2	27,0	6,6	19,0	6,8	24,0	6,6
36,0	7,4	30,0	6,6	21,0	7,0	28,0	6,8
38,0	7,6	32,0	6,8	23,5	7,2	30,0	7,0
38,0	8,2	33,0	7,0	26,0	7,4	31,0	7,2
		34,0	7,2	30,0	7,6	32,0	7,4
		35,0	7,4	30,0	8,2	32,0	8,2
		36,5	7,6				
		38,0	7,8				
		38,0	8,2				

4.2.2 Rychlostní model podél profilu MVE90

Seismický profil MVE90 je situovaný v Krušných horách, paralelně s oháreckým riftem (obr. 4.1). Behr et al. (1994) a výzkumná skupina DEKORP použili metody reflexní i refrakční seismiky pro odvození rychlostního modelu podél profilu MVE90, který jsem digitalizovala s krokem 25 km. Hloubkové řezy uvádím na obrázku 4.6. Spodní hranici modelu tvoří rozhraní Moho. Hloubka Moho kolísá v rozmezí 29-32 km. Výrazná rychlostní vrstva zvýšených rychlostí je v hloubce okolo 14 km (obr. 4.6a,b), které jsou situovány v jihovýchodní části profilu.

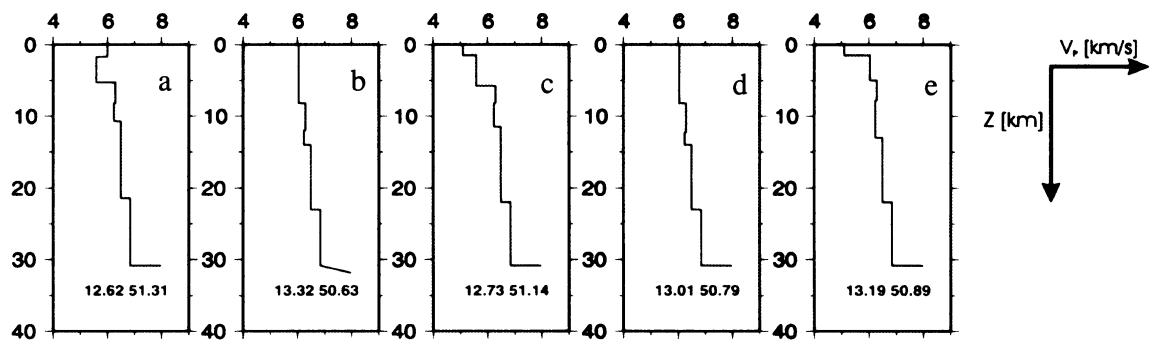


Obr. 4.6. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Behr et al., 1994) podél profilu MVE90 (obr. 4.1). Geografické souřadnice bodů vzdálených 25 km podél profilu jsou dány ve stupních severní šířky a východní délky a vyznačeny červeně.

4.2.3 Rychlostní modely podél profilů 95A a 95B

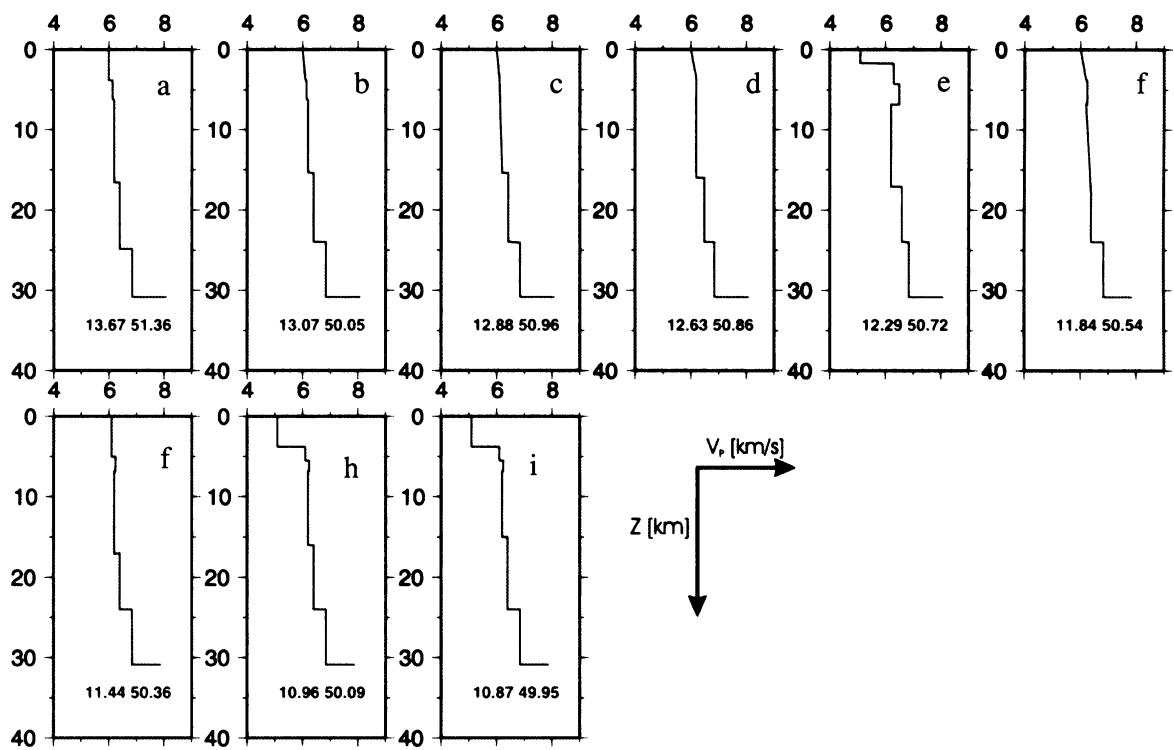
Refrakční seismický experiment GRANU 95 (Enderle et al., 1998) zahrnuje dva navzájem kolmé profily 95A a 95B (obr. 4.1), situované v Sasko-durynské oblasti. Profil 95A je cca 90 km dlouhý ve směru sz.-jv., profil 95B je dlouhý cca 260 km ve směru sv.-jz. Rychlostní modely (Enderle et al., 1998) jsem digitalizovala v bodech odpalů, kde byly známé přesné geografické souřadnice (obr. 4.7 a obr. 4.8). Moho leží v hloubce 30 ± 1 km. Jsou zde dva výrazné rychlostní skoky (0.1-0.2 km/s na 1 km) v hloubkách 12–17 km a 22–25 km, které lze pozorovat na celém profilu 95A (obr. 4.7). Nižší rychlosti v prvních dvou kilometrech korelují se sedimentárními pánvemi (obr. 4.7c,e; obr. 4.8e,h,i).

95A



Obr. 4.7. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Enderle et al., 1998) podél profilu 95A (obr. 4.1) v bodech odpalů definovaných geografickými souřadnicemi (červeně).

95B



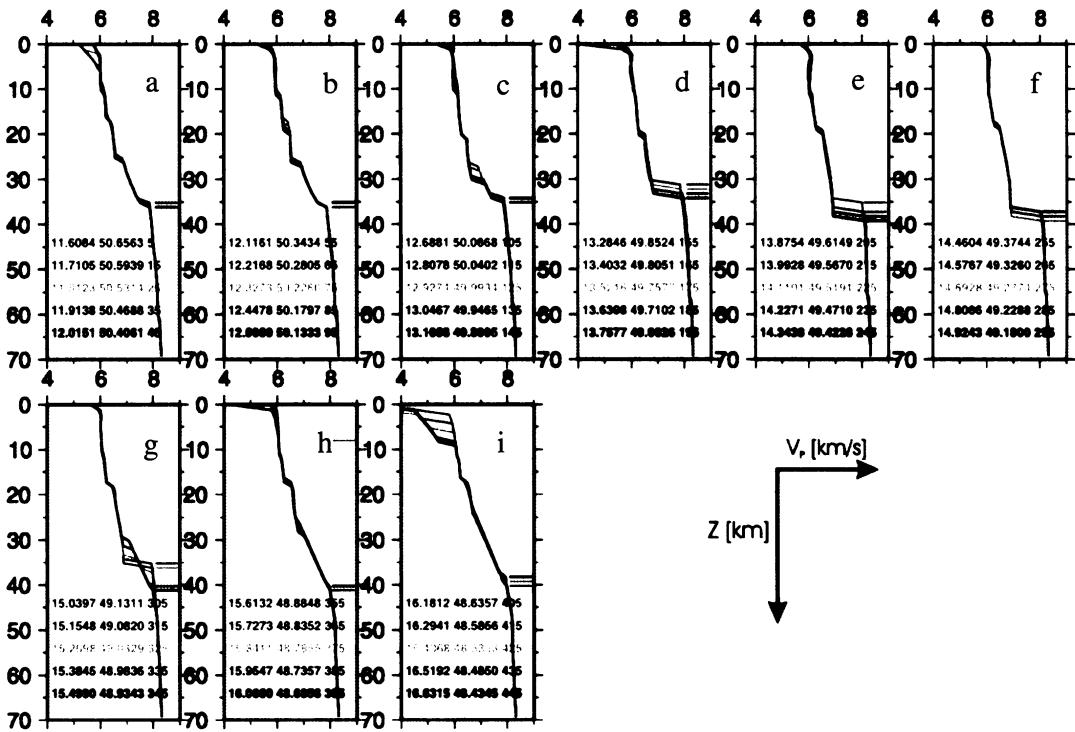
Obr. 4.8. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Enderle et al., 1998) podél profilu 95B (obr. 4.1) v bodech odpalů definovaných geografickými souřadnicemi (červeně).

4.2.4 Rychlostní modely podél profilů CEL09, CEL10, S02 a S03

Mezinárodní aktivní experimenty CELEBRATION 2000 a SUDETES 2003 zahrnují profily CEL09 (Hrubcová et al., 2005), CEL10 (Hrubcová – nepublikovaná data) a S02, S03 – SUDETES 2003 (Majdanski et al., 2006; Hrubcová – nepublikovaná data). Data byla zpracována metodou seismické tomografie a přímým modelováním časů šíření vln P a S, metodou pokusů a omylů. Doplňující byla i analýza amplitud vln reflektivní metodou a gravimetrickými metodami. Rychlostní modely podél profilů CEL09, CEL10, S02 a S03 (obr. 4.1) jsem získala digitalizované po 10 km podél profilů a po 1 km směrem do hloubky (Hrubcová – osobní komunikace). Na obrázcích 4.9 - 4.13 jsem vykreslila hloubkové rozložení pro pět bodů v jednom řezu. Hloubku Moho definuji rychlostním skokem větším než 0.3 km/s na 1 km hloubky (výjimkou je jihovýchodní část ČM, kde je rychlostní skok menší a Moho definuji změnou gradientu) a minimální hloubkou 26 km. V obrázcích 4.9 – 4.13 je Moho indikováno vodorovnou úsečkou. “

Model podél profilu CEL09 (obr. 4.1) lze podle změn rychlostí s hloubkou rozdělit na tři části, severozápadní, centrální a jihovýchodní. Na obrázku 4.9a-c je velikost skoků (0.3 km/s na 1 km) rychlostí v celé mocnosti kůry srovnatelná se skokem rychlostí definujícím rozhraní Moho v hloubkách okolo 35 km. V obrázku 4.9d-f je skok rychlosti 0.3 km/s na 1 km již v hloubkách 18-21 km, ale rychlostní skok na Moho dosahuje až 0,5 až 0,6 km/s na 1 km v hloubkách 31–38 km. Dolní řada obrázku 4.9g-i popisuje jihovýchodní část profilu CEL09 a vyznačuje se nízkými rychlostmi na povrchu (3,7–4,8 km/s) a nevýrazným skokem rychlostí určujícím hloubku Moho (0.1 km/s na 1km). Směrem k jihovýchodu Moho klesá z 32 km do 42 km.

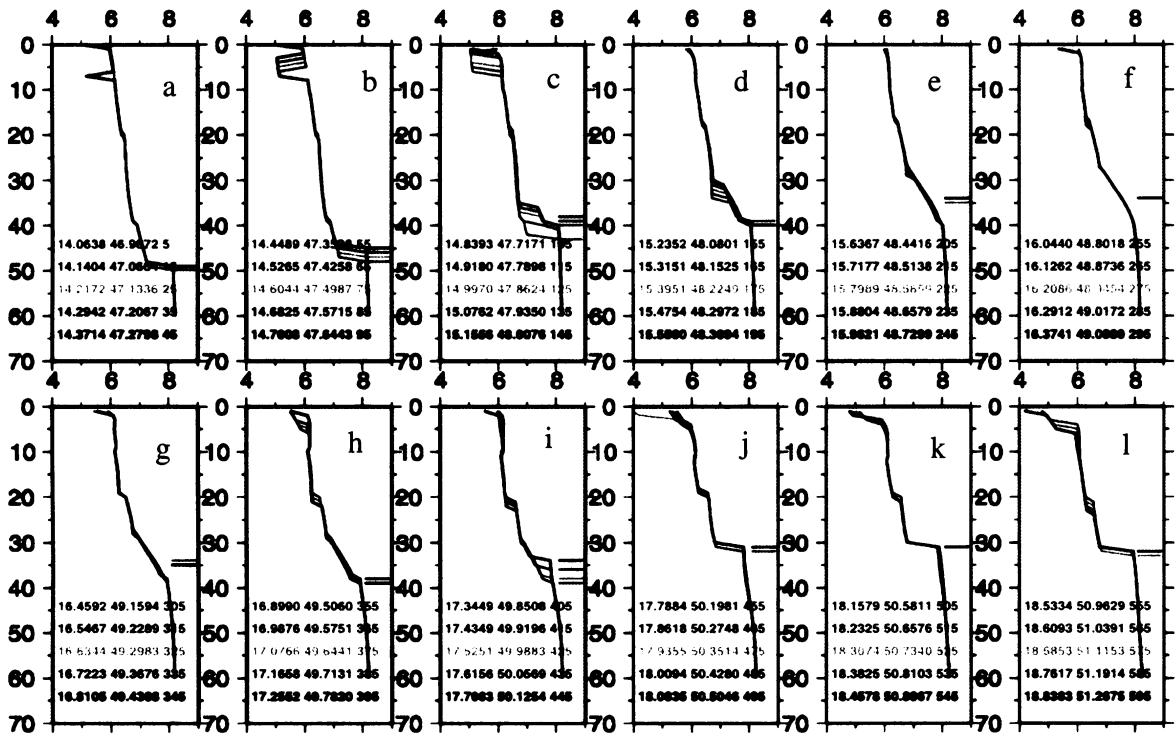
CEL09 5 – 445 km



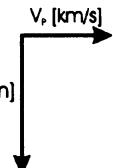
Obr. 4.9. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová et al., 2005) podél profilu CEL09 (obr. 4.1). V každém řezu je zobrazen průběh rychlosti s hloubkou pro pět bodů profilu, stejnou barvou jako je křivka rychlosti jsou zobrazeny i geografické souřadnice bodu a vzdálenost bodu od počátku profilu. Počátek profilu CEL09 je v 11.5573° z.š. a 50.6874° s.d. Vodorovnou úsečkou je indikována hloubka Moho.

Profil CEL10 (obr. 4.1), dlouhý cca 700 km, svou jižní částí zasahuje do oblasti Alp, kde Moho klesá do hloubek 45-50 km (obr. 4.10a,b). Rychlosti, téměř monotónně rostoucí s hloubkou včetně nevýrazného rozhraní na Moho (0.1 km/s na 1 km hloubky), jsou na obrázku 4.10d-f a popisují oblasti jižní Moravy. Zde je hloubka Moho okolo 40 km. Směrem na sever, v moravsko-slezské oblasti, Moho stoupá k 30 km (obrázek 4.10g-j) a vykazuje se skokem rychlostí cca 0.4 km/s na 1 km. Nízké rychlosti u povrchu (4 – 4.5 km/s) a několik rychlostních skoků v celé kůře jsou společné řezům na obrázku 4.10k,l a na obrázku 4.11. Hloubka Moho v Polsku klesá až na 40 km (obr. 4.11b,c).

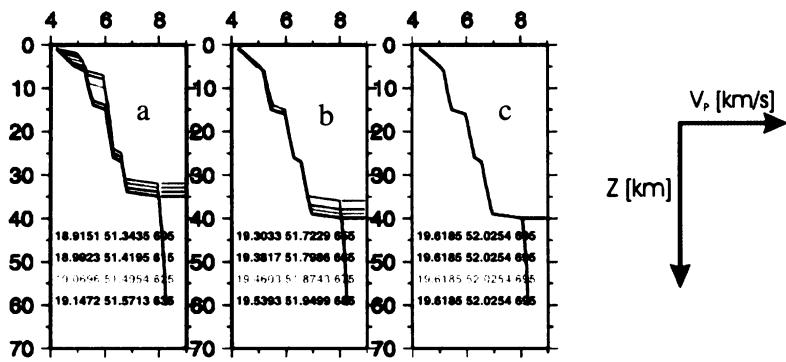
CEL10 5 – 595 km



Obr. 4.10. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu CEL10 (obr. 4.1, 5-595 km). Počátek profilu CEL10 je v zeměpisných souřadicích 14.0256° v.d. a 46.9506° s.š. Popis viz obr. 4.9.

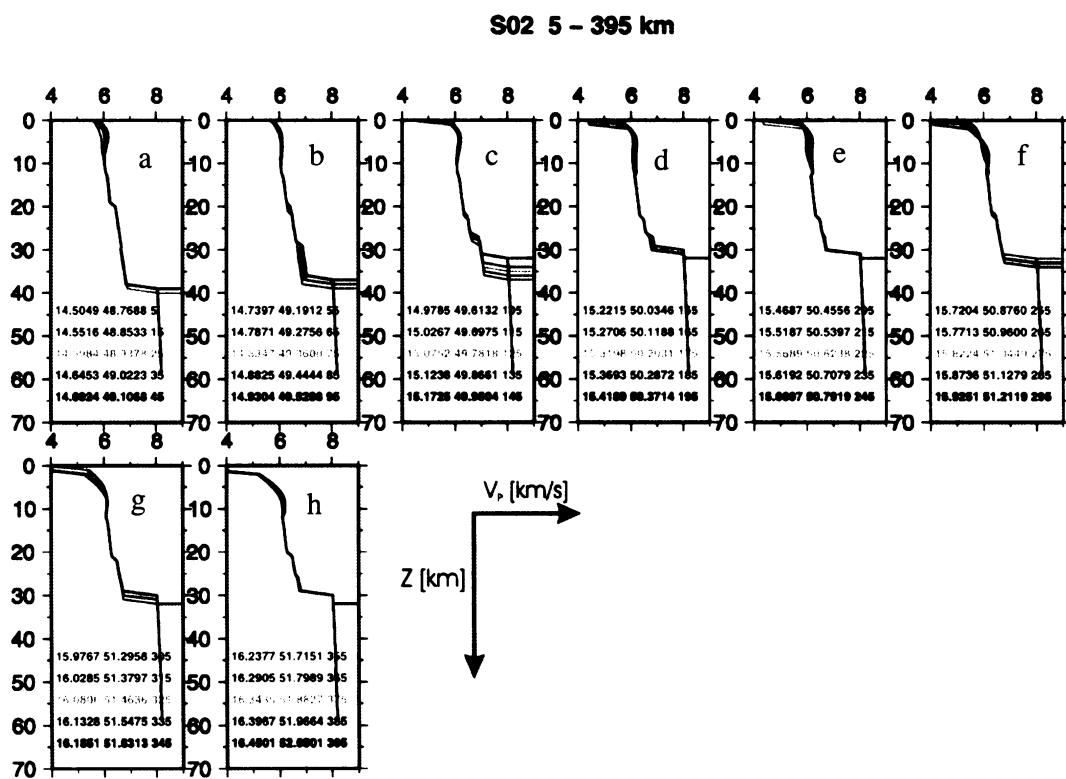


CEL10 605 – 695 km



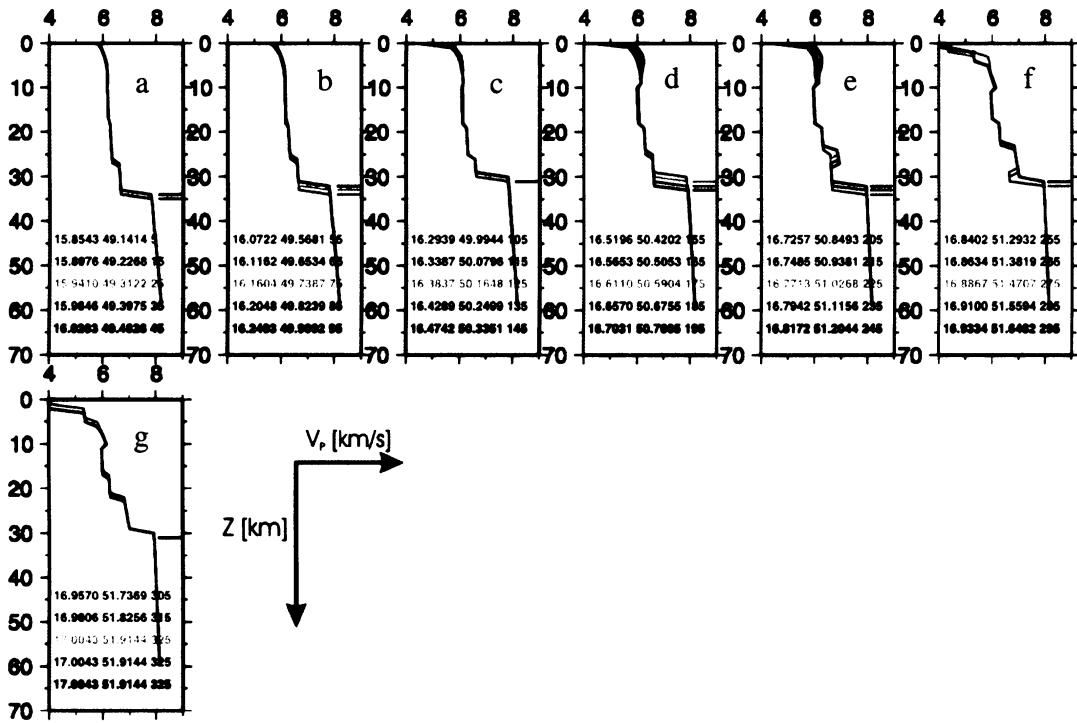
Obr. 4.11. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu CEL10 (obr. 4.1, 605-695 km). Popis viz obr. 4.9 a obr. 4.10.

Modely podél profilů S02 a S03 (obr. 4.1) mají navzájem podobný průběh rychlostí s hloubkou, s menšími rychlostními skoky ve spodní kůře (17–30 km), nižšími rychlostmi v hloubkách do 2 km a výrazným rozhraním Moho se skokem rychlostí cca 0.6 km/s na 1 km v hloubkách 31–39 km (obr. 4.12 a obr. 4.13).



Obr. 4.12. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu S02 (obr. 4.1). Počátek profilu S02 je v geografických souřadnicích 14.4816° v.d. a 48.7265° s.š. Popis viz obr. 4.9.

S03 5 – 325 km



Obr. 4.13. Hloubkové řezy rychlostním modelem (Hrubcová – osobní komunikace) podél profilu S03 (obr. 4.1). Počátek profilu S03 je v geografických souřadnicích 15.8327° v.d. a 49.0987° s.š. Popis viz obr. 4.9.

4.2.5 Rychlostní modely z disperze povrchových vln

Wielandt et al. (1987), Neuhöfer, Marillier a Panza (1981) a Neuhöfer, Plešinger a Kracke (1983) odvodili rychlostní modely podél profilů KHC-KSP, MOX-VIE a MOX-KHC (obr. 4.1) z měření disperze povrchových vln, tj. ze závislosti rychlosti šíření na frekvenci vlny. Povrchové vlny se šíří rychlostí blízkou rychlosti vln S a z disperze povrchových vln lze určit rychlosť v_s mezi dvojicemi stanic. Hloubkový dosah metody je dán vlnovými délkami v rozmezí cca 30–400 km a odpovídajícími periodami v rozsahu 10–100 s (Wielandt et al., 1987). Vlny s delší periodou pronikají do větších hloubek. Abych mohla začlenit rychlosť v_s do rychlostního modelu kůry vln P, přepočítala jsem rychlosť v_s na rychlosť v_P podle vztahu:

$$v_P = v_s \cdot \sqrt{3} , \quad (4.1)$$

za předpokladu konstantního poměru v_P/v_s . Modely z disperze povrchových vln udávají rychlostní rozložení mezi dvojicemi permanentních observatoří. Proto jsem rychlosť

z modelů KHKS86, MOVI a MOKH přiřadila vždy místo vzdálených 50 km podél jednotlivých profilů. Vzdálenost 50 km je typická vlnová délka vlny, která „zkoumá“ kruhu a kterou jsem odvodila z period a rychlostí povrchových vln ve Wielandt et al. (1987).

Podél profilu KHC-KSP (obr. 4.1), který koinciduje s refrakčním profilem VII, byl vypočten model rychlostí Rayleighových a Loveho vln KHKS86 (Wielandt et al., 1987) do hloubky 665 (Tab. 4.3 – do hloubky Moho). Model MOVI (Novotný a Urban, 1988; Tab. 4.4) a model MOKH (Novotný a Urban, 1988; Tab. 4.4) jsou si podobné co se týče rychlostí, ale ne zcela v hloubce Moho. Model MOVI definuje hloubku Moho v 36 km a model MOKH v 32 km.

Tabulka 4.3. Model KHKS86 (Wielandt et al., 1987), zde uveden jen do hloubky Moho. Parametry modelu jsou popsány pořadím vrstvy n, mocností vrstvy d [km], hloubkou horního okraje vrstvy z [km], hustotou ρ [g/cm^3], rychlostí podélných vln α , startovním modelem rychlosti střížných vln β_S [km/s], rychlostí Rayleighových vln β_R [km/s], rychlostí Loveho vln β_L [km/s].

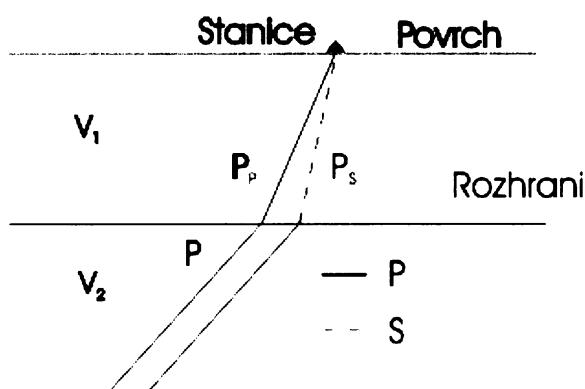
KHKS86 (KHC-KSP)							
n	d [km]	z [km]	ρ [g/cm^3]	α [km/s]	β_S [km/s]	β_R [km/s]	β_L [km/s]
1	1	0	2,81	5,55	3,20	3,10	3,20
2	1	1	2,86	5,80	3,35	3,35	3,35
3	2	2	2,90	6,01	3,47	3,47	3,50
4	6	4	2,93	6,17	3,56	3,62	3,61
5	4	10	2,95	6,26	3,68	3,75	3,65
6	4	14	2,98	6,38	3,82	3,79	3,70
7	3	18	3,02	6,62	3,91	3,80	3,78
8	4	21	3,05	6,77	3,98	3,81	3,84
9	5	25	3,08	6,90	4,13	3,83	3,89
10	2	30	3,12	7,14	4,28	3,98	4,04
11	2	32	3,17	7,39	4,38	4,13	4,19
12	2	34	3,21	7,57	4,56	4,23	4,29
13	2	36	3,26	7,86	4,72	4,41	4,47
14		38	3,30	8,10	4,72	4,51	4,64
15		60	3,30	8,10	4,54	4,42	4,66

Tabulka 4.4. Modely MOVI a MOKH (Neunhöfer, Marillier, Panza 1981; Neunhöfer, Plešinger, Kracke 1983), kde n je počet vrstev, d [km] mocnost vrstev, z [km] hloubka horního okraje vrstvy, β [km/s] rychlosť střížných vln a α [km/s] rychlosť podélných vln.

MOVI (MOX-VIE)					MOKH (MOX-KHC)				
n	d [km]	z [km]	β [km/s]	α [km/s]	n	d [km]	z [km]	β [km/s]	α [km/s]
1	6,7	0	3,40	5,89	1	6,7	0	3,40	5,89
2	16,3	6,7	3,70	6,41	2	16,3	6,7	3,70	6,41
3	13	23	3,90	6,75	3	9	23	3,83	6,63
4	105	36	4,50	7,79	4	23	32	4,50	7,79
5	156	141	4,60	7,97	5	85	55	4,41	7,64
6	134	297	4,75	8,23	6	∞	140	4,60	7,97
7	∞	431	5,30	9,18					

4.3 Data III – Modely kůry z vln konvertovaných na rychlostních rozhraních

Při dopadu vlny P na rychlostní rozhraní se část energie přemění na vlnu S (obr. 4.14). Obě vlny se pak nad rozhraním šíří po nepříliš odlišné dráze ke stanici. Protože rychlosť vlny S je menší než rychlosť vlny P, je vlna P_s zaregistrovaná se zpožděním t_{PS} za vlnou P. Metoda ‘receiver function’ určuje hodnotu tohoto zpoždění. Hloubka rychlostního rozhraní, na kterém



vznikla konvertovaná vlna P_s , je funkcí času t_{PS} - rozdílu časů příchodů vln S a P, a rychlosťí v kůře pod stanicí. Teoretický základ metody uvádějí Vinnik (1977), Burdick, Langston (1977), Langston (1979), Owens et al. (1984), Kind, Vinnik (1988), Kosarev et al. (1993), Zandt et al. (1995) a Zhu-Kanamori (2000).

Obr. 4.14. Schéma šíření přímé vlny P a vlny P_s konvertované na rychlostním rozhraní.

Geissler (2005) určil časy t_{PS} z dat zaregistrovaných při pasivních experimentech BOHEMA I a II a podle metody Zhu-Kanamori (2000) vypočetl odpovídající poměry v_p/v_s a hloubky Moho (Tab. 4.5 a Tab. 4.6).

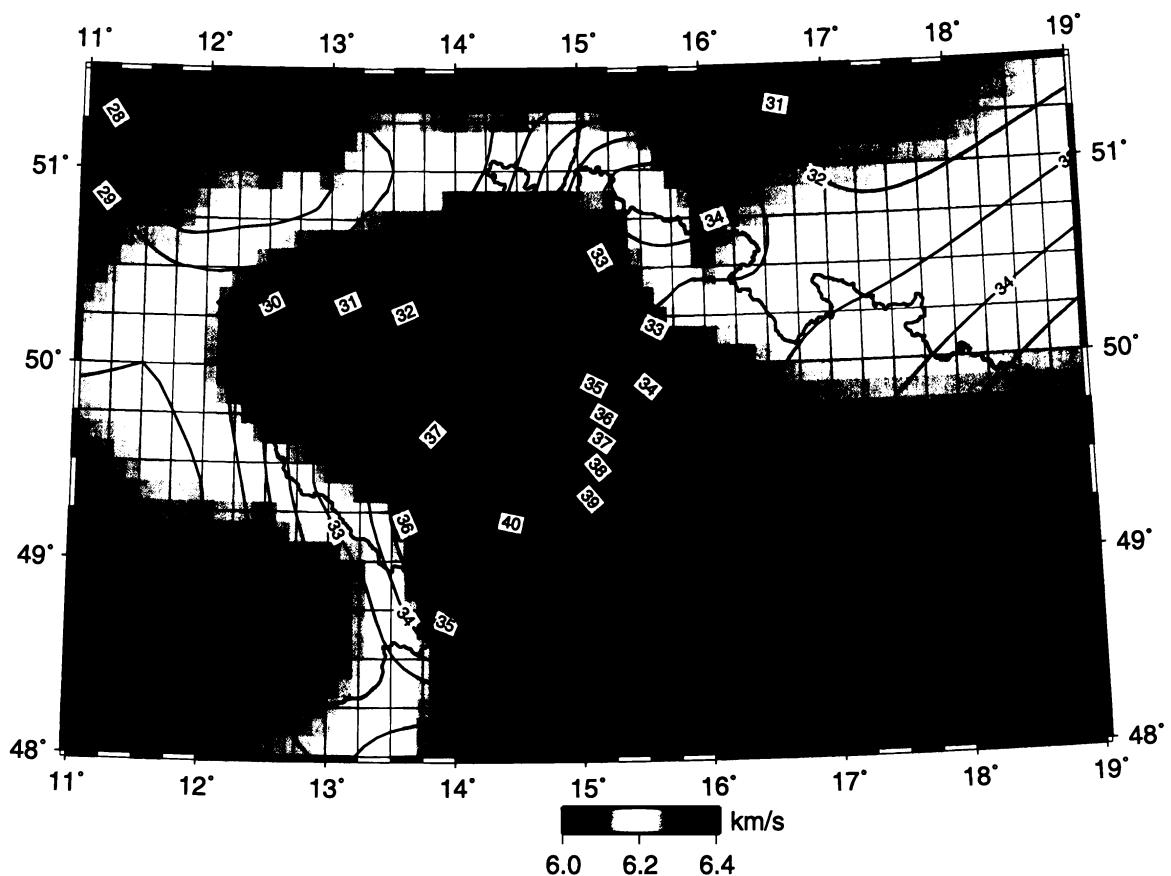
Tabulka 4.5. Hloubky Moho, poměry v_p/v_s a časy t_{PS} z dat stanic seismické sítě BOHEAM II (Geissler, 2005); n udává počet jevů zaregistrovaných na jednotlivých stanicích (str. 26-27).

station	net	lat [$^{\circ}$ N]	lon [$^{\circ}$ E]	elev [m]	seismometer	t_{PS} [s]	Moho [km]	v_p/v_s	n
BG31	GFZ	50,792	15,196	690	CMG3ESP	3,50	31	1,7	29
BG32	GFZ	50,534	14,722	405	CMG3ESP	3,50	31	1,71	32
BG33	GFZ	50,648	15,339	430	CMG3ESP	3,60	31	1,72	25
BG34	GFZ	50,5734	15,2665	421	CMG-3ESP	-	-	-	-
BG35	GFZ	50,386	15,214	240	CMG3ESP	3,70	30	1,74	32
BG36	GFZ	50,608	15,570	460	CMG3ESP	3,60	31	1,71	25
BG37	GFZ	49,837	17,246	490	CMG3ESP	4,60	35	1,81	38
BG38	GFZ	50,152	17,010	-	CMG3ESP	4,50	35	1,79	42
BG39	GFZ	50,777	14,788	355	Mark-1Hz	-	-	-	-
BG40	GFZ	50,687	14,644	-	Mark-1Hz	3,90	-	-	11
BG41	GFZ	51,037	14,039	290	Mark-1Hz	3,60	29	1,76	13
BG42	GFZ	51,1336	12,4583	430	Mark-1Hz	-	-	-	-
BOU	IG-CAS	49,705	16,894	345	LE3D-1s	4,40	-	-	-
DIV	IG-CAS	50,246	17,636	303	STS2	3,70	30	1,77	45
DOL	IG-CAS	51,005	15,154	320	CMG-3ESP	5,70	47	1,74	45
HOM	IG-CAS	50,053	16,260	377	CMG-40T	3,80	32	1,73	27
HSK	IG-CAS	50,607	13,432	660	CMG-3T	3,50	30	1,73	47
CHO	IG-CAS	49,495	17,902	280	LE3D-1s	?	-	-	-

station	net	lat [°N]	lon [°E]	elev [m]	seismometer	tps [s]	Moho [km]	v _p /v _s	n
JAV	IG-CAS	50,390	17,000	336	STS2	4,50	-	-	71
KHB	IG-CAS	49,948	15,265	267	CMG-3ESP	3,60	32	1,7	62
KRA	IG-CAS	50,075	16,782	754	LE3D-1s	4,50	-	-	-
KUN	IG-CAS	50,081	15,812	313	CMG-3ESP	3,80	26	1,88	60
LIB	IG-CAS	50,312	14,586	220	LE3D-1s	3,60	-	-	-
LIP	IG-CAS	51,010	14,359	383	STS2	3,70	31	1,75	52
LNS	IG-CAS	49,614	15,413	604	CMG-3T	4,20	33	1,77	35
NHR	IG-CAS	49,853	16,146	398	LE3D-1s	3,80	-	-	-
PLO	IG-CAS	50,560	14,201	258	LE3D-1s	3,40	-	-	-
PLU	IG-CAS	49,464	17,014	298	LE3D-1s	4,20	-	-	-
SPI	IG-CAS	50,727	15,611	776	LE3D-1s	3,50	-	-	-
SVO	IG-CAS	49,627	16,409	561	STS2	4,00	34	1,72	66
VLD	IG-CAS	50,564	15,167	420	STS2	4,00	-	-	62
VLK	IG-CAS	50,205	15,385	269	LE3D-1s	3,70	-	-	-
ZAS	IG-CAS	49,218	17,693	345	LE3D-1s	5,90	-	-	-
ZDA	IG-CAS	49,065	17,026	235	LE3D-1s	4,70	-	-	-
BRG	GRNS	50,873	13,943	269	STS2	3,60	30	1,75	496
CLL	GRNS	51,308	13,003	230	STS2	-	-	-	-
GEC	GRNS	48,845	13,702	1132	STS2	-	-	-	-
MOX	GRNS	50,645	11,616	455	STS2	-	-	-	-
WET	GRNS	49,144	12,878	613	STS2	-	-	-	-
DPC	IG-CAS	50,350	16,322	748	STS2	3,70	28	1,82	478
KHC	IG-CAS	49,131	13,578	700	STS2	-	-	-	-
OKC	IG-CAS	49,838	18,147	272	STS2	4,10	32	1,77	209
PRU	IG-CAS	49,988	14,542	302	STS2	3,60	33	1,69	198
PVCC	IG-CAS	50,528	14,569	311	STS2	3,90	29	1,81	79
UPC	IG-CAS	50,507	16,012	416	STS	-	-	-	-
MORC	IPE/GEOFON	49,776	17,546	740	STS2	4,20	32	1,81	472
JAVC	IPE/ZAMG	48,859	17,671	828	STS2	3,60	32	1,68	115
KRUC	IPE/ZAMG	49,062	16,395	341	STS2	3,70	31	1,66	117
VRAC	IPE	49,308	16,593	470	STS2	4,00	35	1,72	85
VYHS	SK	48,494	18,836	480	STS2	3,30	30	1,67	110
CRVS	SK	48,902	21,461	476	STS2	3,60	31	1,75	94
KSP	PL	50,840	16,290	353	STS2	4,00	31	1,82	105
OJC	PL	50,220	19,798	300	STS2	3,70	32	1,69	103
ARSA	OE	47,251	15,523	577	STS2	4,30	31	1,84	129
MOA	OE	47,850	14,266	572	STS2	4,70	40	1,71	112
PSZ	GEOFON	47,918	19,894	940	STS2	3,40	30	1,7	249
SOP	HU	47,683	16,558	260	STS2	3,70	27	1,85	117
BUD	HU	47,484	19,024	196	STS2	4,00	28	1,7	85
GRA1	GRF	49,692	11,222	500	STS2	-	-	-	-
GRA2	GRF	49,655	11,359	512	STS2	-	-	-	-
GRA3	GRF	49,762	11,319	455	STS2	-	-	-	-
GRA4	GRF	49,565	11,436	503	STS2	-	-	-	-
GRB1	GRF	49,391	11,652	494	STS2	-	-	-	-
GRB2	GRF	49,271	11,670	552	STS2	-	-	-	-
GRB3	GRF	49,344	11,806	517	STS2	-	-	-	-
GRB4	GRF	49,469	11,561	507	STS2	-	-	-	-
GRB5	GRF	49,112	11,677	525	STS2	-	-	-	-
GRC1	GRF	48,996	11,521	512	STS2	-	-	-	-
GRC2	GRF	48,868	11,376	445	STS2	-	-	-	-
GRC3	GRF	48,890	11,586	438	STS2	-	-	-	-
GRC4	GRF	49,087	11,526	503	STS2	-	-	-	-

4.4 Data IV – Jednoduchý model

Jednoduchý model (Plomerová et al., 2005) kůry (obr. 4.15) s hloubkami Moho a průměrnými rychlostmi v kůře byl kompilován z dat refrakční seismiky (Zátopek, 1977; Zeis et al., 1990; Materzok et al., 1992; Guterch a Grad, 1996; Mayerová et al., 1994) a s uvážením výsledků Wilde-Piórko et al., (2005). Uzlové body modelu jsou vzdáleny $0.25 \times 0.25^\circ$. Model je využíván pro korigování efektů kůry při studiu svrchního pláště a anizoptropie litosféry z dat seismických experimentů MOSAIC (Plomerová et al. 2005) a BOHEMA I (Plomerová et al., 2003; Plomerová et al., 2007). Model udává zvýšené průměrné rychlosti v kůře v celém ČM a jeho nejbližším okolí. Maximální hloubky Moho v moldanubické oblasti klesají do 40 km. Průměrná rychlosť v kůře je nejvyšší pod Mariánsko-Lázeňským komplexem.



Obr. 4.15. Průměrná rychlosť v_P v kůře a hloubka Moho (Plomerová et al., 2005).

4.5 Vlastnosti vstupních dat

V této podkapitole upozorňuji na rozdílné vlastnosti použitých dat, které odrážejí tu skutečnost, že různé metody využívají jiný druh vln, šířící se různými směry, mají různé vlnové délky a tudíž i jinak „vidí“ prostředí, kterým se šíří. Refrakční seismika využívá první nasazení refragovaných vln, šířících se převážně v horizontálním směru. Čím větší je vzdálenost mezi zdrojem a seismografem, tím větší je laterálně integrální efekt. Reflexní seismika interpretuje vlny odražené, šířící se zejména ve vertikálním směru. Refrakční i reflexní seismika jsou metody vysokofrekvenční a rozeznávají i malé heterogenity. Metoda konvertovaných vln interpretuje časy příchodů vln P a S, které se šíří ze vzdálených zemětřesení. Od rozhraní, kde vznikne konvertovaná vlna Ps, se vlny šíří ke stanici po velmi strmé dráze. Postihují tedy jen velmi úzké prostředí a lze jimi dobře sledovat laterální změny. Teleseismické fáze v metodě ‘receiver function’ mají dominantní periody 1–10 s. Povrchové vlny se šíří podél povrchu Země. Vlnové délky a z nich vyplývající hloubkový dosah metody závisí na frekvenčním obsahu povrchových vln, který je cca 10–100 s.

5. Metody vytvoření 3-D modelu

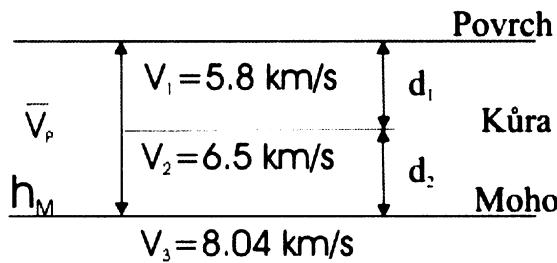
V této kapitole je uveden postup zpracování dat, jehož cílem je vytvoření 3D modelů kůry v rovnoměrné síti bodů tak, aby bylo možné provádět přesnější korekce na kůru v telesismických tomografiích svrchního pláště, než dovolují v současnosti používané 1D modely. 3D model definuje v uzlových bodech, ve kterých jsou určeny rychlosti v_p , v ortogonální síti v kartézských souřadnicích (x, y, z).

Rozlišuju dva typy dat: 1) rozložení rychlostí s hloubkou podél profilů (Data I a II) a 2) průměrné rychlosti v kůře a hloubky Moho, resp. časy t_{PS} (Data III a IV). Druhá skupina dat bude v následujícím kroku převedena na rozložení rychlostí s hloubkou, aby i pro Data III a IV mohly být určeny rychlosti v_p v uzlových bodech stejně jako u Dat I a II.

Data III a IV, popisující kůru hloubkou Moho a průměrnou rychlosť v kůře, jsem v prvním kroku transformovala do dvouvrstevného modelu kůry podle schématu na obrázku 5.2. v bodech, kde tyto hodnoty byly definovány. Hledala jsem mocnost první a druhé vrstvy tak, aby byla zachována průměrná rychlosť v kůře podle vzorce:

$$d_1 = h_M \frac{v_1}{v_p} \frac{v_2 - v_p}{v_2 - v_1}, \quad (5.1)$$

kde d_1 je mocnost první vrstvy, h_M je hloubka Moho, v_1 a v_2 jsou rychlosti v první a druhé vrstvě a \bar{v}_p je průměrná rychlosť v kůře (obr. 5.1). Rychlosti v první a druhé vrstvě a rychlosť v pláště jsou podle radiálně symetrického modelu IASP91 (kap. 8.1).



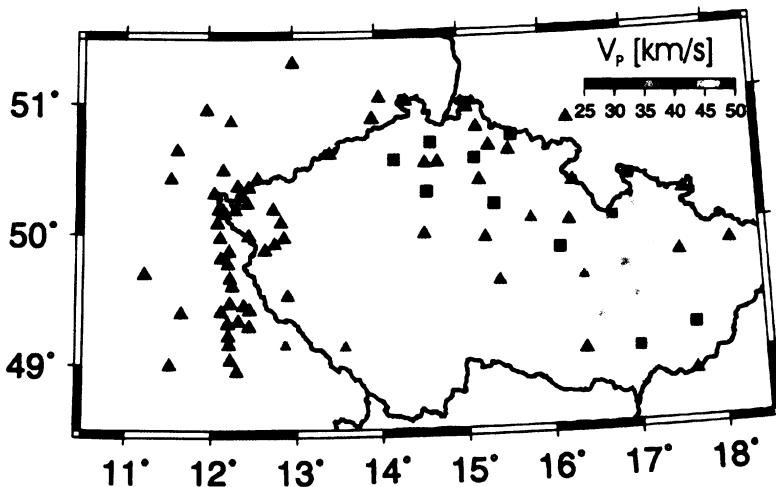
Obr. 5.1. Schéma dvouvrstevného modelu kůry, s hloubkou Moho h_M a průměrnou rychlosťí v_p . Rychlosti v kůře v_1 , v_2 a v pláště pod Moho (v_3) jsou podle modelu IASP91.

Specifickým případem je soubor Data III popisující hloubku Moho dvěma způsoby.

První způsob je přímo hloubka Moho a druhým způsobem je čas t_{PS} ve stanicích, ze kterého lze hloubku Moho odhadnout (obr. 5.2). Hloubku Moho (h_M) jsem dopočítala z časů t_{PS} za předpokladu konstantní rychlosti v kůře $v_P = 6.3 \text{ km/s}$ a konstantního poměru $v_P/v_S = 1.73$ (Geissler, 2005) podle vzorce

$$h_M = t_{PS} \cdot v_P (v_P/v_S - 1)^{-1} . \quad (5.2)$$

Na základě výsledku tohoto výpočtu byly z dat odstraněny dva body, kde hloubky Moho byly nereálné – větší než 48 km (obr. 5.2, jeden bod na severu na česko-polské hranici a druhý na jižní Moravě).



Obr. 5.2. Mapa hloubek Moho určené metodou ‘receiver function’. Hloubky Moho podle Geissler (2005) jsou označeny trojúhelníčky a hloubky Moho, dopočítané z t_{PS} za předpokladu průměrné rychlosti v kůře $v_P = 6.3 \text{ km/s}$ a konstantního poměru $v_P/v_S = 1.73$ jsou, označeny čtverečky.

K převedení modelu hloubek Moho na dvouvrstevní model, je zapotřebí ještě vypočítat průměrnou rychlosť v kůře podle vztahu:

$$\overline{v_P} = h_M \cdot (v_P / v_S - 1) \cdot t_{PS}^{-1} . \quad (5.3)$$

To bylo možné pouze pro body, kde byly známé hloubky Moho h_M , čas t_{PS} a poměr v_P/v_S . Tam, kde byl znám pouze čas t_{PS} , byl použit předpoklad průměrné rychlosti v kůře $v_P = 6.3 \text{ km/s}$ (Geissler, 2005).

Získaná data představují rozložení rychlosťí v_P s hloubkou v bodech odlišných od uzlových bodů. V druhém kroku jsem tato data nejdříve převedla z geografických

souřadnic do kartézských s počátkem v 15.7845° v.d., 50.1596° s.š. funkcí `mapproject` v programu General Mapping Tools (GMT; Wessel a Smith, 2008). Takto upravená data jsou nerovnoměrně uspořádána v horizontálním i vertikálním směru. To znamená, že rychlosti v_P jsou dané v bodech podél profilů (Data I a II) nebo v nerovnoměrně rozmištěných stanicích sítě projektu Bohema II v různých hloubkách (Data III). Výjimku tvoří upravená Data IV, která i na začátku byla v pravidelné síti bodů.

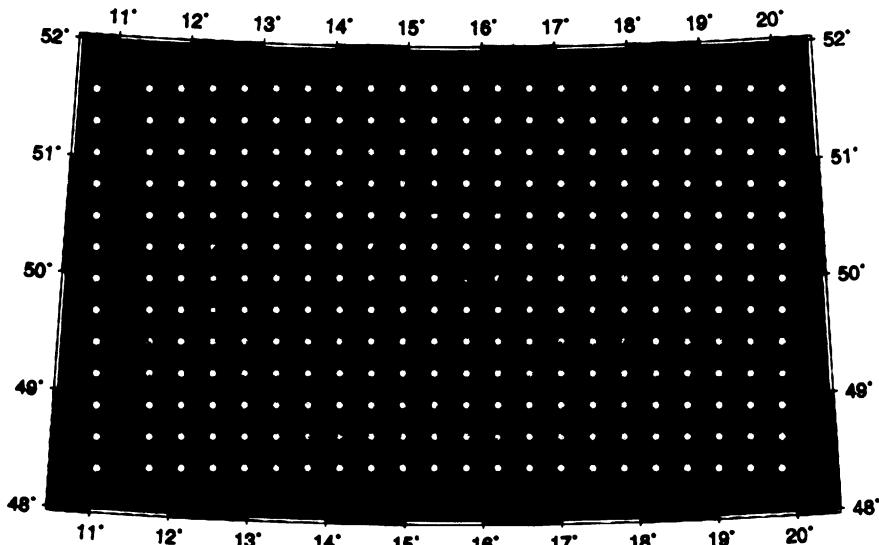
Dále bylo třeba převést nerovnoměrně rozložené hodnoty do pravidelné sítě. Uzlové body a počátek modelu byly stanoveny podle konfigurace stanic seismické sítě Bohema II, pro kterou se bude testovat vliv modelu kůry na výsledky tomografie svrchního pláště. Horizontální vzdálenost uzlových bodů byla stanovena na 30×30 km. Vertikální vzdálenost bodů v kůře jsem zvolila 2 km. K výpočtu rychlostí v uzlových bodech jsem použila 3D lineární interpolaci v kombinaci s metodou interpolace nejbližšího souseda v programu MATLAB.

Lineární interpolace je jednoduchá, snadno aplikovatelná metoda a vzhledem k rozlišení modelu postačující. Metodou lineární interpolace jsem vypočetla hodnoty rychlostí v_P v uzlových bodech uvnitř modelu. Lineární interpolace byla doplněna metodou nejbližšího souseda, kterou jsem dopočítala hodnoty na okrajích modelu, aby nedocházelo k nereálné extrapolaci. Tato metoda přiřadí uzlovým bodům modelu hodnotu nejbližšího známého bodu.

Rozložení paprsků v profilových měření aktivních experimentů způsobuje, že na okrajích modelů jsou rychlosti určené pouze v mělkých partiích (například obr. 4.3). To má za následek, že metoda nejbližšího souseda dávala v okrajových částech modelu nereálné hodnoty rychlostí, které kopírují nejbližší známou hodnotu u povrchu (např. $v_P = 4$ km/s v hloubce 25 km). Proto jsem použila pouze rychlosti v_P , kde výsledky profilového měření dosahují až na Moho.

6. 3-D modely kůry Českého masívu

Z datových souborů – Data I-IV jsem vzhledem k rozdílným vlastnostem dat vytvořila čtyři různé modely kůry. Modely 1-4 mají rozměr 650 x 350 x 60 km. Horizontální vzdálenost uzlových bodů je 30 km s výjimkou první severojižní řady na západě modelu (obr. 6.1), kde jsou uzlové body vzdáleny 50 km. Vertikální vzdálenost uzlových bodů je 2 km. Počátek kartézské souřadné soustavy je v 15.7845° v.d., 50.1596° s.š. v geografických souřadnicích (obr. 6.1). Všechny modely (obr. 6.2 - obr. 6.5) jsou zobrazeny se stejnou barevnou škálou hodnot rychlostí v_p v horizontálních i vertikálních řezech. Na modelech jsou vyznačeny polohy bodů (černě), ve kterých byl znám rychlostní průběh s hloubkou z modelů podél profilů nebo z metody ‘receiver function’ (kromě Modelu 4 z Dat IV, která byla zadána v pravidelné síti po 0.25°).

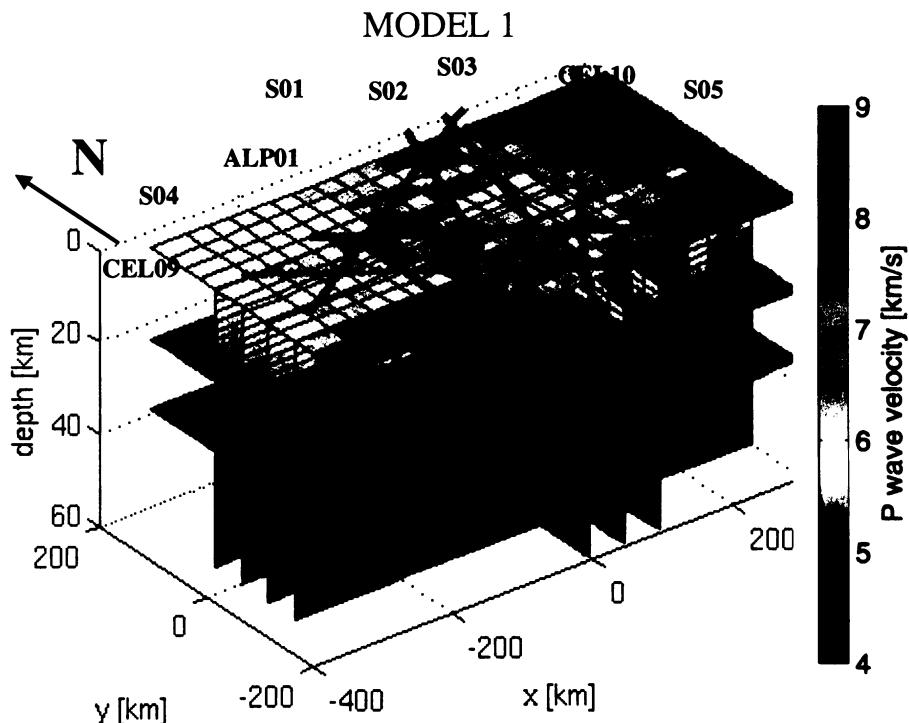


Obr. 6.1. Poloha uzlových bodů (žlutá kolečka) a stanic (modré trojúhelníky) seismické sítě Bohema II. Počátek kartézské souřadné soustavy je vyznačen zeleným čtverečkem a leží v 15.7845° v.d., 50.1596° s.š.

Model 1

Model 1 (obr. 6.2) byl vytvořen z výsledků měření podél osmi profilů (Data I – kapitola 4.1). V přípojovkové vrstvě Modelu 1 v centrální a severozápadní části jsou hodnoty rychlostí

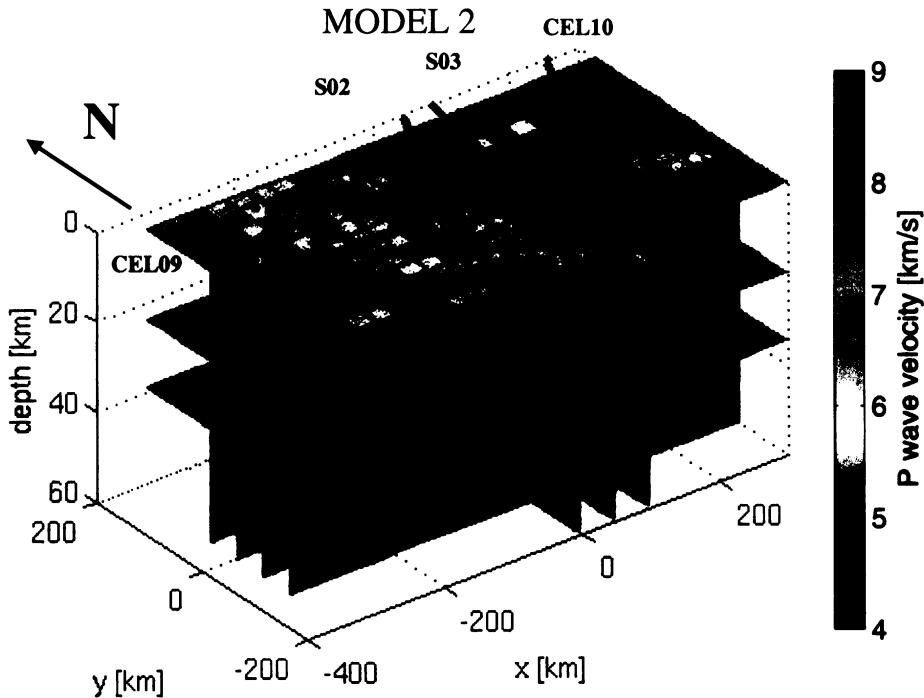
v_P vyšší (5.0 - 6.2 km/s) než ve východní části modelu. Model kůry je velmi dobře určen především ve střední části, kde je velká hustota protínajících se profilů, jejichž $v_P(h)$ závislosti byly určeny až do hloubky Moho.



Obr. 6.2. 3D rychlostní model kůry sestavený z výsledků měření podél refrakčních profilů (Data I, obr. 4.1). Model je reprezentován třemi horizontálními a sedmi vertikálními řezy. Černé body znázorňují polohy míst, ve kterých byly modely podél profilů digitalizovány. Osa x je ve směru východo-západním a osa y je ve směru severo-jižním. Počátek souřadného systému je v 15.7845° v.d., 50.1596° s.š. (obr. 6.1).

Model 2

Model 2 byl sestaven z různorodých profilových měření (Data II - kapitola 4.2). Na obrázku 6.3 lze vidět dvě části modelu, které se liší rychlostmi v připovrchové vrstvě. Západní část je relativně více homogenní a má rychlosti vyšší než jsou ve východní části. Zde jsou rychlosti v prvních kilometrech hloubky jen okolo 4 km/s. V západním okraji Modelu 2 jsou relativně velké změny rychlostí v hloubkách 4 a 30 km.

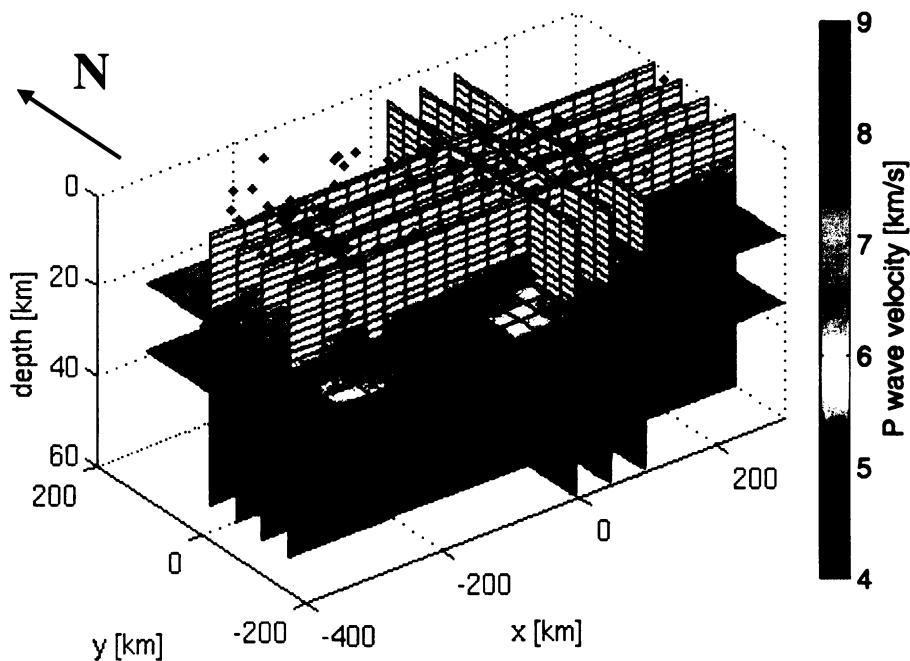


Obr. 6.3. 3D rychlostní model kůry sestavený z výsledků měření podél profilů aktivních experimentů a observatorních dat (Data II, obr. 4.1). Další popis viz. obr. 6.2.

Model 3

Průběh rychlostí s hloubkou ve známých bodech je charakterizován dvěma vrstvami s konstantními rychlostmi. Rychlosť v_1 je 5.8 km/s (žlutě) a rychlosť v_2 je 6.5 km/s (zeleně). Mocnosti těchto vrstev byly spočteny tak, aby odpovídaly hloubkám Moho z metody ‘receiver function’ (Data III – kapitola 4.3). Na obrázku 6.4 je vidět, že obě vrstvy nejsou jasně vymezeny a že variace rychlostí jsou v Modelu 3 relativně hladké v důsledku interpolace.

MODEL 3

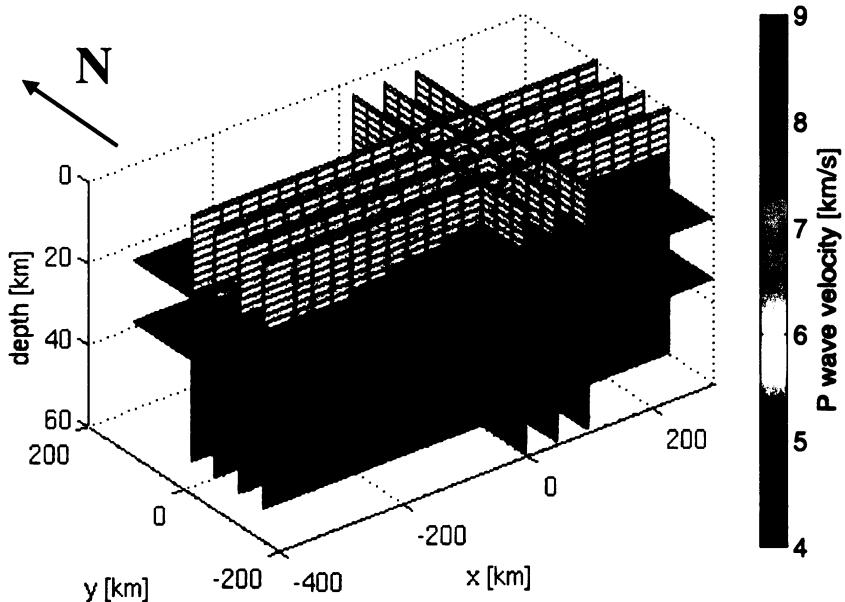


Obr. 6.4. 3D rychlostní model kůry sestavený z výsledků metody konvertovaných vln (Data III, obr. 5.2). Model je reprezentován dvěma horizontálními a sedmi vertikálními řezy. Další popis viz. obr. 6.2.

Model 4

Model 4 (obr. 6.5) je popsán dvěma homogenními vrstvami v kůře s konstantními rychlostmi. Hladký průběh rozhraní mezi první a druhou vrstvou v kůře a hloubkou Moho je dán plynule se měnícími hloubkami Moho a průměrnými rychlostmi v kůře (Data IV – kapitola 4.4). Druhá vrstva, reprezentující spodní kůru s rychlostí 6.5 km/s, má největší mocnost v centrální části modelu a nejtenčí je v západní části modelu.

MODEL 4



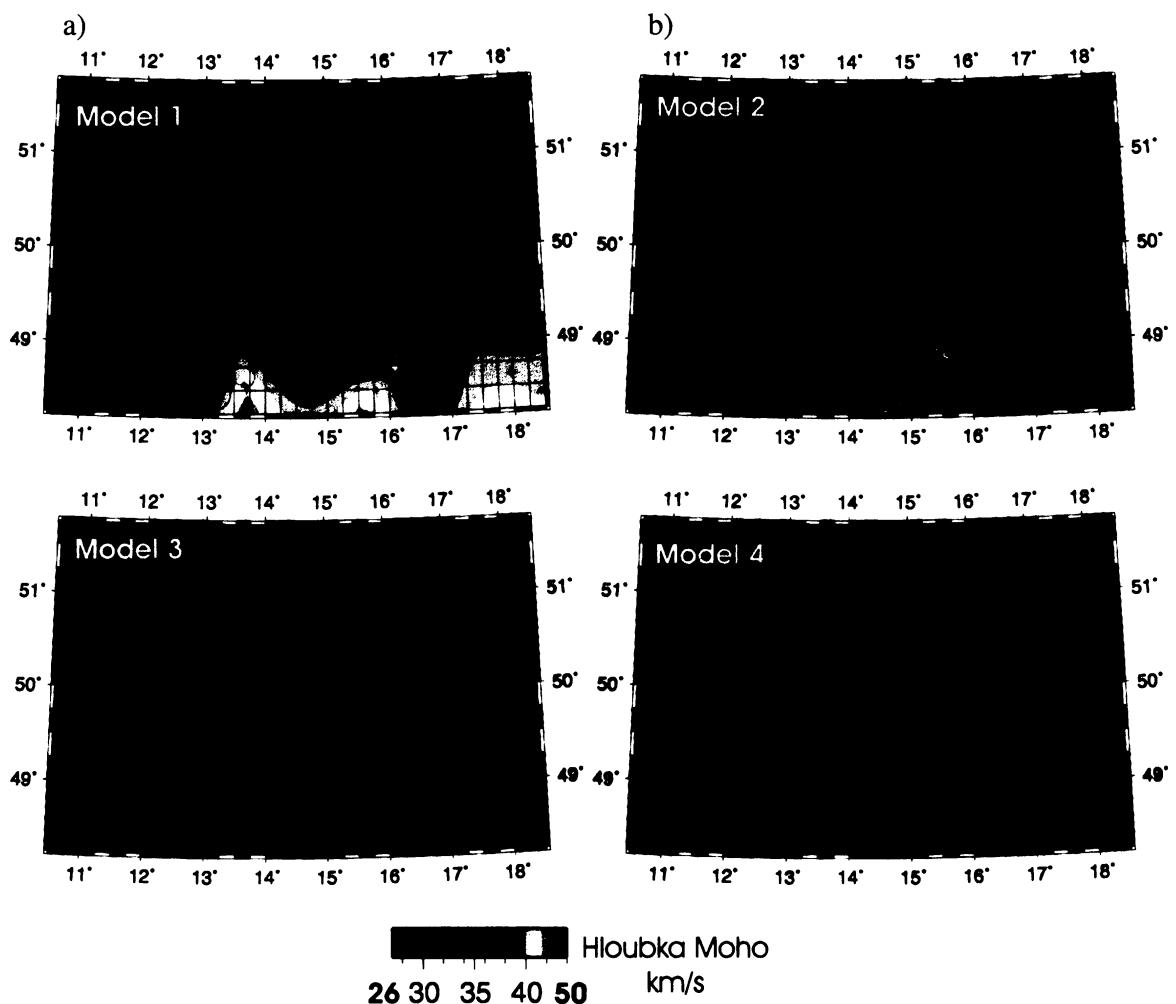
Obr. 6.5. 3D rychlostní model kůry z hloubek Moho a průměrných rychlostí v kůře v pravidelné síti po 0.25° (Data IV). Model je reprezentován dvěma horizontálními a sedmi vertikálními řezy. Další popis viz. obr. 6.2.

6.1 Hloubka Moho podle Modelů 1-4

Pro seismické profily v Modelu 1 jsou hloubky Moho známé (Růžek et al., 2007). V profilech v Modelu 2 byla většina rychlostních modelů udána do hloubky Moho nebo byla hloubka Moho již známa. V profilech CEL09, CEL10, S02 a S03 (Hrubcová et al., 2005, Hrubcová – nepublikovaná data) jsem ale hloubku Moho musela určit z průběhu rychlostí s hloubkou. Moho jsem definovala rychlostním skokem větším než 0.3 km/s na 1 km hloubky, s výjimkou je jihozápadní část ČM, kde je rychlostní skok menší a kde Moho bylo indikováno změnou gradientu, a minimální hloubkou 26 km. Hloubka Moho pro Model 3 byla počítána z časů zpoždění t_{PS} metodou Zhu-Kanamori (2000) nebo vynásobením času t_{PS} empiricky zjištěnou rychlostí (kap. 5). V Modelu 4 jsou hloubky Moho vstupními daty.

Společným znakem Modelů 1-4 jsou menší hloubky Moho (okolo 30 km) v severozápadním cípu ČM a větší hloubky Moho v jižních a jihozápadních částech modelů. Na obrázku 6.6a,b (Model 1 a Model 2) lze vidět rozdílnost rychlostních modelů podél profilů CEL09, CEL10, S02 a S03, které odrážejí různé interpretace (kap. 4.1 a kap. 4.2.4). Podle

Růžka et al. (2007) je hloubka Moho podél profilu CEL09 v západních Čechách v rozmezí 32-34 km (obr. 4.4), ale ve stejné části profilu CEL09 (Hrubcová et al., 2005) jsem podle skoku rychlostí (obr. 4.9a,b) určila Moho v hloubce 35 km. Rozpor je také v hloubkách Moho v severních úsecích profilů CEL10, S02 a S03, kde v Modelu 1 (obr. 6.6a) Moho klesá do hloubek 36-39 km, ale v Modelu 2 (obr. 6.6b) je Moho mělký a pohybuje se v rozmezí 30-33 km. V Modelu 3 (obr. 6.6c) je několik lokálních minim hloubek Moho (okolo 27 km) v centrální oblasti ČM a maxima jsou pod stanicemi v moravsko-slezské oblasti ve směru severojižním, kde Moho klesá do 40 km. Srovnáme-li reliéf Moho všech modelů, pak nejvíce se liší Model 3, především relativně mělkým Moho v centrální oblasti ČM.



Obr. 6.6. Mapy hloubek Moho podle Modelů 1-4. Černé trojúhelníčky označují místa podél profilů nebo stanic, kde byly dány výchozí informace o rychlostech v_p nebo přímo o hloubce Moho.

Hloubka Moho v Českém masívu byla také sestavena v bakalářské práci Pichard (2003), za použití výsledků aktivních seismických profilů (VI, VII, 95A, 95B, MVE90, CEL09 a CEL10). Ve srovnání s Modely 1-4 je reliéf Moho podle Pichard (2003) značně zvlněný s výraznými lokálními extrémy a s narůstající hloubkou Moho směrem k jihu a jihovýchodu ČM.

7. Diskuze I

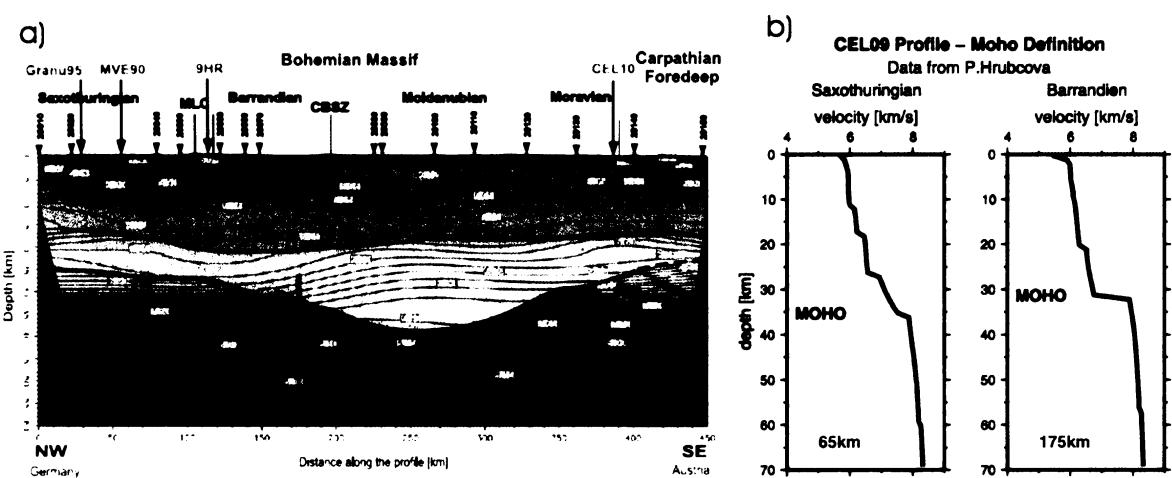
Podle druhu vstupních dat a jejich zpracování jsou si podobné dvojice Modelů 1, 2 a 3, 4. Modely 1 a 2 mají větší rozlišení a přesnost než Modely 3 a 4. Přesto však i Modely 1 a 2 jsou rozdílné i v místech, kde mají relativně stejnou hustotu dat a kde jsou vstupními daty rychlostní modely podél stejných profilů. Můžeme předpokládat, že neshody v modelech jsou poplatné především rozdílům v metodách interpretace původních dat. Proto byly nejprve testovány hloubky Moho představující jeden ze základních parametrů kůry.

7.1 Porovnání hloubek Moho podél profilu CEL09 pomocí různých metod

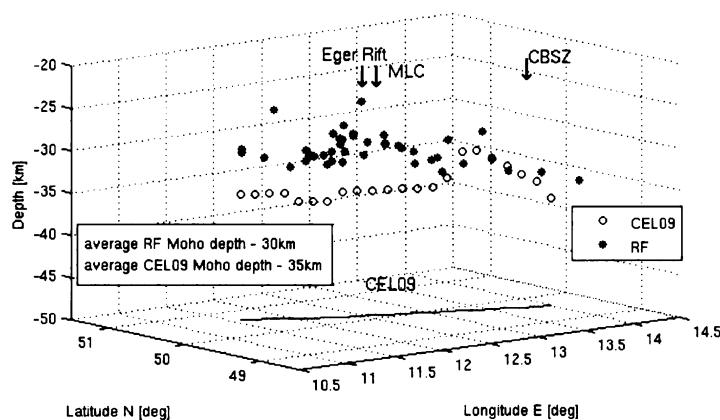
Porovnání hloubek Moho podél severozápadní části profilu CEL09 (obr. 4.1) z rychlostních modelů podle Hrubcové et al. (2005), podle Růžka et al. (2007) a z metody konvertovaných vln podle Geissler (2005) a Heuer et al. (2005) bylo zásadní analýzou vstupních dat. V práci Hrubcové et al. (2005) je severozápadní část profilu (Saxothuringian) charakterizována reflektivní spodní kůrou s horní hranicí v 25-27 km s Moho v hloubce 34-35 km (obr. 7.1). Na obou těchto rozhraních je přibližně stejně výrazný rychlostní skok okolo 0.3 km/s na 1km hloubky, avšak rychlosti ve 25-27 km nedosahují ještě rychlosti plášťových hornin. V centrální části profilu (Barrandian) je podle Hrubcové et al. (2005) Moho jasně definováno nejvýraznějším rychlostním skokem. Na obrázku 7.1b je ukázána závislost rychlosti na hloubce a je vidět rozdíl v rychlostních skocích ve spodní kůře a skoku určujícím hloubku Moho v severozápadní části profilu CEL09 (Saxothuringian) a v centrální části profilu (např. Barrandien).

Metodou ‘receiver function’ byly v západních Čechách zjištěny hloubky Moho s průměrnou hodnotou 30 km (Geissler, 2005; Heuer et al., 2005), které jsou mělčí, než udává Hrubcová et al. (2005), avšak jsou ve shodě s hloubkami Moho dle refrakčních modelů interpretovaných v 70-tých letech (Novotný a Urban, 1988). Vybrala jsem výsledky metody ‘receiver function’ ze stanic podél profilu CEL09 ($\pm 0.15^\circ$) a porovnala je s hloubkami Moho, určenými z rychlostního skoku z modelu podle Hrubcové et al. (2005). Na obrázku 7.2 je zřetelný rozdíl mezi výsledky obou metod. V oblasti Oháreckého riftu (Eger rift) se výsledky z obou metod liší v průměru o 5 km. Naproti tomu v Barrandienu, na obrázku 7.2b v pravé části, se hloubky Moho téměř shodují. Možné vysvětlení je, že metoda ‘receiver function’

detekuje v oblasti Oháreckého riftu mělčí a výraznější rychlostní rozhraní než je na Moho. Geissler a Hrubcová (2005) prezentovali rozdílnosti jejich výsledků v oblasti západních Čech a na syntetických testech ukázali, že reflektivní spodní kůra dle modelu Hrubcové et al. (2005) nevyhovuje pozorovaným fázím ve výsledcích z ‘receiver function’. Je tedy možné, že mocnost kůry odvozená metodou ‘receiver function’ je v oblasti Saxothuringika reálná. Porovnání hloubek Moho z aktivních seismických profilů VI a VII (Zátopek, 1977) a hloubek Moho pod českými permanentními stanicemi metodou ‘receiver function’ studuje i Wilde-Piórko et al. (2005) a uvádí, že výsledky mezi oběma metodami se shodují.



Obr. 7.1. Rychlostní model podél (a) profilu CEL09 podle Hrubcové et al. (2005) a variace rychlostí s hloubkou (b) na kótě 65 km (Saxothuringian) a 175 km (Barrandien) profilu CEL09. MLC značí Mariánsko-Lázeňský komplex a CBSZ značí středočeskou střížnou zónu.



Obr. 7.2. Hloubka Moho podél profilu CEL09 z refrakčních měření podle Hrubcové et al. (2005) a z metody ‘receiver function’ z dat Geissler (2005) a Heuer et al. (2005).

Model podle Růžka et al. (2005) má komplikovanější stavbu z hlediska variací rychlostí (obr. 4.4) a nerozlišuje velikost rychlostních skoků na rozhraní. Moho definuje jako rozhraní prvního rádu. Reliéf Moho v tomto modelu je hladší, bez výraznějších skoků než v modelu podle Hrubcové et al. (2005), (obr. 7.1a).

Rozdíly v určení Moho a v charakteru rozložení rychlostí vedly k rozdělení vstupních dat do čtyř samostatných souborů, z nichž byly vytvořeny čtyři 3D modely kůry (kap. 6).

7.2 Sedimentární pokryv

V Modelech 1 a 2 jsou informace o rychlostech v prvních kilometrech modelů reálné jen podél profilů, ze kterých jsou modely komplikovány. Rozlišení a přesnost určení rychlostí v malých hloubkách jsou dány především rozestupem geofonů podél seismických profilů. Vzdálenost geofonů v moderních seismických experimentech je okolo 3 km (Růžek et al., 2007). Avšak Modely 1 a 2 v některých částech nekorelují s významnými sedimentárními pánevemi (podkrušnohorskými atd.). V Modelu 3 jsou informace o rychlostech určeny metodou ‘receiver function’, tj. je znám čas zpoždění t_{PS} , ve kterém se integrálně projevuje průměrná rychlosť v celé kůře pod stanicí. V Modelu 4 nejsou sedimenty zahrnuty, ale v rámci modelu (obr. 4.15) použitého v Plomerová et al. (2005) se při studiu svrchního pláště pracuje s lokálně určenými mocnostmi a průměrnými rychlostmi sedimentů. Sedimenty tvoří nesouvislou geologickou vrstvu, která může mít velký význam, zvláště pokud se jedná o nezpevněné sedimenty s velkou mocností, kdy průměrné rychlosti v_p v podloží jsou o mnoho vyšší.

ČÁST II - VLIV MODELU KÚRY NA PERTURBACE RYCHLOSTÍ V TELESEISMICKÝCH TOMOGRAFIÍCH SVRCHNÍHO PLÁŠTĚ

8. Teleseismická tomografie

Druhá část této práce je věnována syntetickým testům pro posouzení vlivů jednotlivých modelů kúry na zobrazení struktury ve svrchním plášti teleseismickou tomografií. Seismická tomografie je metoda počítající rozložení rychlostí nebo rychlostních perturbací v daném objemu, který je prozářen seismickými paprsky. Rozlišujeme tomografii lokální, regionální a globální. V lokální a globální tomografii jsou zdroje elasticích vln uvnitř studovaného objemu a stejně tak i celé dráhy paprsků. Výsledkem těchto metod je rozložení rychlostí. Regionální tomografie využívá vzdálená (teleseismická) zemětřesení a pouze část dráhy paprsků pro studium vymezené oblasti. Výsledkem regionální tomografie mohou být proto jen odchylky rychlostí vůči nějakému referenčnímu modelu Země.

V tomografických metodách, počítajících perturbace rychlostí v_p , se nejčastěji používají fáze P a PKP, ale je možné použít i jakékoli jiné. Teleseismická tomografie pracuje nejčastěji s vlnami P z epicentrálních vzdáleností od 25° do 95° . Pro epicentrální vzdálenosti kratší než 25° se dostaváme do oblasti triplikace vlny P a pro epicentrální vzdálenosti nad 95° může být vlna P ovlivněna difrakcí na rozhraní jádro-pláště.

Vstupními daty pak jsou rozdíly v pozorovaných a vypočtených časech šíření (rezipu):

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{calc}, \quad (8.1)$$

kde t_{ij}^{obs} jsou pozorované časy šíření a t_{ij}^{calc} jsou časy šíření vypočtené pro jednoduchý radiálně symetrický model Země, i je index zemětřesení a j index stanice. Tato rezidua jsou zatížena efekty ze zdroje, např. chybami lokace a mechanismu zemětřesení, a efekty vznikajícími podél dráhy paprsků. Abychom minimalizovali efekty způsobené mimo studovaný objem, odečteme od reziduů tu část, která je shodná pro všechny paprsky od jednoho zdroje. Pro relativní rezidua definujeme:

$$rr_{ij} = r_{ij} - r_i^{ref}, \quad (8.2)$$

kde r_i^{ref} je referenční reziduum reprezentativní pro všechny paprsky z daného zdroje (Evans a

Achauer, 1993). Rozlišujeme tři základní druhy výpočtu referenčních reziduí. První způsob je reprezentován časem šíření na referenční stanici, na které bylo zaregistrováno co nejvíce jevů. Druhý způsob je výpočet váženého průměru z časů šíření na všech stanicích pro každý jev. A třetí možnost je počítat referenční reziduum ze skupiny stanic, které nejlépe charakterizují seismickou síť.

Metoda tomografie je založena na tom, že studovaný objem je prozářen hustou sítí paprsků, jejichž dráha je dána vztahem:

$$T = \int_s \frac{ds}{v(s)} = \int_s u(s) ds, \quad (8.3)$$

kde T je čas šíření paprsku v modelu, S je dráha paprsku, $v(s)$ je rychlosť šíření podél dráhy a $u(s)$ je tzv. pomalost paprsku. Podle Snellova zákona platí:

$$\frac{\sin \alpha}{v_1} = \frac{\sin \beta}{v_2}, \quad (8.4)$$

kde α je úhel dopadu na rozraní mezi dvěma prostředími definovanými rychlostmi v_1 a v_2 , β je úhel lomu. Výpočet dráhy paprsku (ray-tracing) je důležitou součástí tomografických metod. V telesismické tomografii se předpokládá, že odchylky od počátečního rychlostního modelu jsou malé, a proto lze zanedbat změnu dráhy paprsku v modelu s rychlostními perturbacemi. Studované prostředí parametrizujeme do bloků nebo uzlových bodů, ve kterých hledáme perturbace rychlostí. Předpokládáme, že součet výsledných rychlostních perturbací ve vrstvě je nulový. Cílem je minimalizovat rozdíl mezi pozorovanými a vypočtenými časy šíření ve výsledném modelu. ACH metoda (Aki, Christoffersson a Husebye, 1977) a její modifikace jsou rozšířenou metodou řešící telesismickou tomografii pomocí linearizace problému. Obecně lze psát:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}, \quad (8.5)$$

kde \mathbf{d} je vektor datového souboru (relativní rezidua), \mathbf{m} je vektor modelových parametrů (perturbace rychlostí) a \mathbf{G} je matice parciálních derivací funkce, která propojuje data s modelovými parametry. ACH metoda uvádí řešení metodou nejmenších čtverců s tlumením pro smíšenou úlohu. Rovnice je dána vztahem

$$\mathbf{m}^{\text{est}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}^{\mathbf{d}} \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{W}^{\mathbf{m}})^{-1} \mathbf{G} \mathbf{W}^{\mathbf{d}} \mathbf{d}, \quad (8.6)$$

kde \mathbf{m}^{est} je odhad modelových parametrů, $\mathbf{W}^{\mathbf{d}}$ je matice vah datových parametrů, daná kvalitou odečtení jednotlivých časů příchodu, $\mathbf{W}^{\mathbf{m}}$ je matice vah modelových parametrů,

určující velikost rozptylu řešení, ϵ je faktor tlumení, který zajišťuje stabilitu řešení a určuje se ze vztahu mezi rozlišením modelu a rozptylem modelových parametrů.

8.1 Referenční model

Jeden z prvních radiálně symetrických rychlostních modelů Země odvodili Jeffreys a Bullen (1940). Moderní generaci referenčních modelů uvedl model PREM (Dziewonski, Anderson 1981). Mezinárodní asociace seismologie a fyziky Země (IASPEI) usilovala o konstrukci nových globálních referenčních modelů. Tyto snahy vyústily v modely IASP91 (Kennet, 1991) a SP6 (Morelli, Dziewonski 1993). Jeden z nejnovějších referenčních modelů je AK135 (Kennet at al., 1995).

Model PREM obsahuje i tzv. zónu nízkých rychlostí (LVZ), která chybí v pozdějších modelech. V modelu IASP91 jsou větší rychlostní skoky na diskontinuitách v 410 km a v 660 km ve srovnání s PREM. Do modelu SP6 je vložen negativní gradient v oblasti D'', vrstva mocná 100-150 km na rozhraní pláště-jádro. Tato vrstva je včleněna i do modelu AK135. Mocnost kontinentální kůry v Bullenově modelu je 33 km, v PREM je 25 km, v IASP91 a v AK135 je 35km.

Referenční modely tvoří nedílnou součást metody seismické tomografie. Odchylky v jednotlivých modelech se však projeví pouze v globální tomografii. V regionálních tomografických studiích, kde jsou výsledkem rychlostní perturbace, nemá referenční model žádný vliv. V této práci je používán referenční model IASP91, který reprezentuje zejména povahu kontinentálního svrchního pláště a byl konstruován tak, aby vyhovoval především časům pro vlny P a S ze zdrojů vzdálenějších než 30° (Kennet, 1991).

8.2 Přehled korekcí na kůru

Variace v rychlostech a mocnosti kůry představují významný příspěvek k časovým reziduům způsobených rychlostními nehomogenitami v pláště. Možné postupy, jak odhadnout zpoždění způsobené v kůře jsou: přímá inverze rychlostí v kůře (a), statická oprava pro každou stanici (b) nebo ‘ray-tracing’ 3D rychlostním model kůry (c) (Dueker, Humphreys, Biasi 1993 - a,b).

- a) V přímé inverzi jsou svrchní vrstvy modelu použity pro rozřešení rychlostí v kůře. Vzhledem k laterálním heterogenitám v kůře (< 20km) by bylo zapotřebí velmi husté

sítě stanic a lokální zdroje zemětřesení, aby mohly být variace rychlostí v kůře rozřešeny s dostatečnou přesností.

- b) Statická oprava spočívá v nalezení průměrného časového rezidua na stanici pro jevy z různých směrů a počítá se pro vrstvu o mocnosti blízké průměrné tloušťce kůry studovaného území. Tato metoda nezávisí na parametrizaci modelu. Statický člen opravuje o časy šíření spojené s průměrnou rychlostí v konickém objemu pod stanicí.
- c) V oblastech se složitou stavbou kůry je nutné uvažovat komplikovanější korekce a pracovat s 3D modelem kůry. Vypočítají se časy šíření modelem kůry pro každý paprsek a o tyto časy jsou korigována telesismická data. Pro sestavení 3D rychlostní modelů kůry se využívají seismické metody, např. lokální tomografie, refrakční a reflexní seismika, ‘receiver function’, disperze povrchových vln, ale i neseismické doplňující metody, např. gravimetrické (Sandoval et al., 2004).

9. Program TELINV

Pro výpočet telesismické tomografie v syntetických testech byl použit program TELINV (Weiland et al., 1995) napsaný v programovacím jazyce FORTRAN. Dráhy paprsků jsou počítány 3D ‘ray-tracingem’ podle metody simplex (Steck a Prothero, 1991). Tento program umožňuje počítat přímou i obrácenou úlohu.

9.1 Parametrizace modelu

Perturbace rychlostí se hledají v určených uzlových bodech definovaných podle rozložení použité seismické sítě (Shomali et al., 2002). Uzlové body musí být definovány v ortogonální síti s rovnoměrným horizontálním rozložením ve všech vrstvách (hloubkách) modelu. Nelze měnit horizontální rozměr bloků s rostoucí hloubkou. Je nutné definovat stabilizační uzlové body na okrajích modelu i mimo studovanou oblast, ve kterých se předpokládá známá absolutní rychlosť podle referenčního modelu. Stabilizační body slouží k definování rychlostního prostředí mimo studovanou oblast. Horizontální vzdálenost stabilizačních bodů od středu modelu je dána velikostí a tvarem sítě (Shomali et al., 2002; Eken et al., 2007). Určí se body, ve kterých se počítají rychlostní perturbace (floating nodes), a body, kde je rychlosť předem určena (fixed nodes). Toto rozdělení se provede pro všechny vrstvy (hloubky) modelu.

9.2 Korekce na kůru v programu TELINV

Studovaná oblast je parametrizována uzlovými body pro model kůry a pro model svrchního pláště tak, aby bylo shodné horizontální rozložení uzlových bodů v obou modelech. Uzlovým bodům jsou přiřazeny rychlosti v_P daného rychlostního modelu tak, aby reprezentovaly rychlosti v okolí uzlového bodu. Uzlové body lze chápat jako středy bloků vyplňující studovanou oblast. Pro testování vlivu kůry na výsledky seismické tomografie, vytvoříme dva modely kůry tak, že jeden reprezentuje rychlosti referenčního modelu IASP91 a druhý reprezentuje skutečné rychlosti v kůře (např. Model 1-4 v kapitole 6). Spočítáme přímou úlohu programem TELINV pro stejnou konfiguraci paprsků, která bude použita při

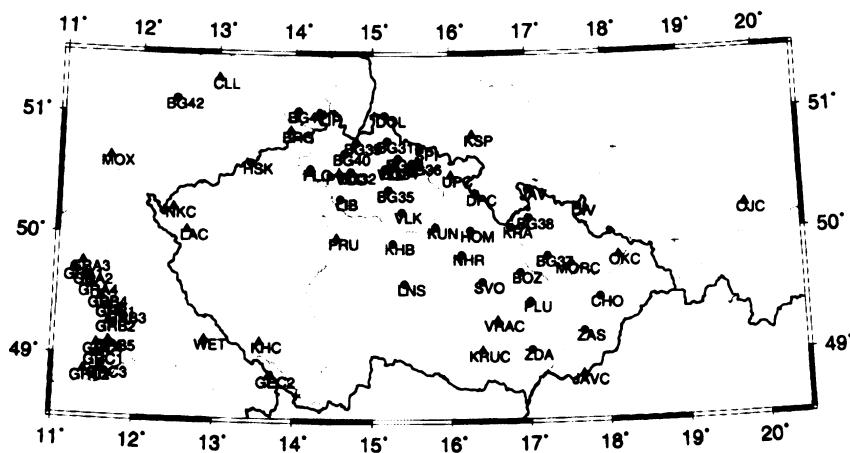
obrácené úloze, pro oba modely kůry. Získáme tak teoretické časy šíření kůrou t_{IASP91}^{crust} podle referenčního modelu IASP91 a časy šíření kůrou $t_{Model1-4}^{crust}$ reprezentovanou Modely 1-4. Rozdíl v těchto časech reprezentuje vliv ‘reálné’ kůry (reprezentované např. Modely 1-4) oproti referenčnímu modelu.

10. Aplikace Modelů 1-4 do telesismické tomografie

V této kapitole je uvedeno podle jakých dat a parametrů byly vytvořeny vstupní soubory pro program TELINV a syntetické testy analyzující vliv konfigurace paprsků a nepřesnosti v modelech kůry na telesismickou tomografii svrchního pláště.

10.1 Seismická síť

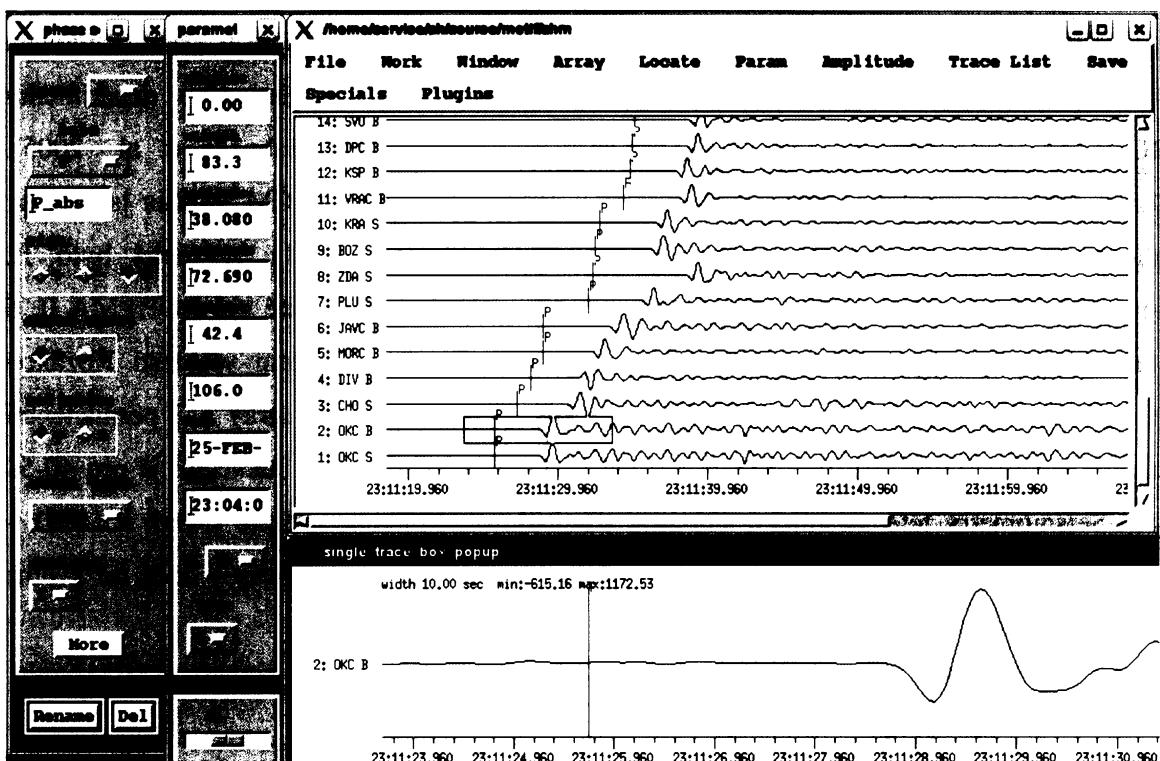
Vliv modelů kůry Českého masívu na teleseismickou tomografii jsem studovala s konfigurací stanic a jimi registrovaných jevů seismické sítě pasivního experimentu BOHEMA II (Bohemian Massif Heterogeneity and Anisotropy; Babuška et al., 2005). Seismická síť BOHEMA II pokrývá severní a severovýchodní část ČM. Měřila jsem časy příchodů vln P na seismogramech celkem 66 stanic (obr. 10.1), z nichž bylo 12 permanentních stanic české regionální sítě, 22 stanic mobilní seismické sítě BOHEMA II, 5 stanic německé regionální sítě, 11 stanic mobilní sítě GFZ Potsdam v oblasti Kozákova (Geissler et al., 2005), 13 stanic německé národní sítě Gräfenberg array a 2 permanentní stanice polské regionální sítě (Tab. 4.5 a Tab. 4.6). Vzdálenost mezi stanicemi je cca 40-50 km. Seismometry této seismické sítě jsou tří-složkové, krátkoperiodické (Mark a Le3D – 1Hz) i širokopásmové (STS2 a Guralp - CMG). Stanice registrovaly jevy v době od května 2004 do června 2005.



Obr. 10.1. Mapa stanic seismické sítě BOHEMA II. Červeně jsou označeny stanice české, zeleně německé a modře polské. Rozlišeny jsou permanentní stanice (trojúhelníček) a mobilní stanice (kolečko).

10.2 Geometrie paprsků

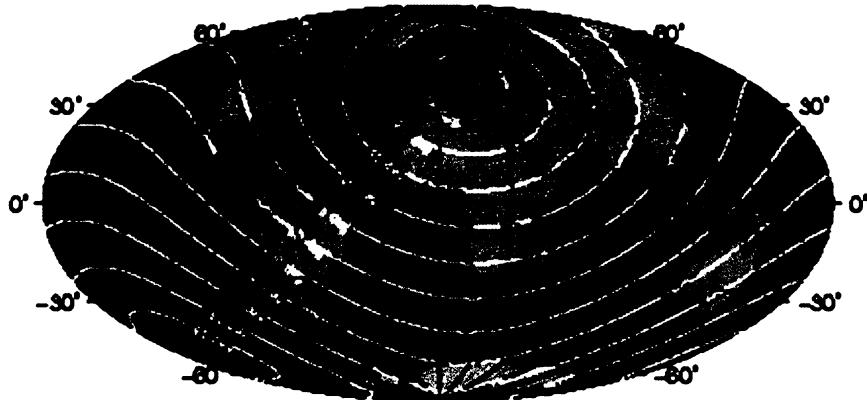
Pro reálné rozložení paprsků, tj. takové, které se bude používat v tomografii svrchního pláště s reálnými telesismickými daty jsem odečetla první korelované extrémy (minima nebo maxima) fáze P na vertikální složce záznamu a vždy alespoň jedno první nasazení vlny P, podle kterého se časy příchodů na záznamech ostatních stanic daného jevu dopočítaly (obr. 10.2).



Obr. 10.2. Měření relativních (růžově fáze P) a absolutních (růžově P_abs) nasazení fáze P programem Seismic Handler. Zeleně jsou značeny teoretické časy příchodů fáze P dle IASP91.

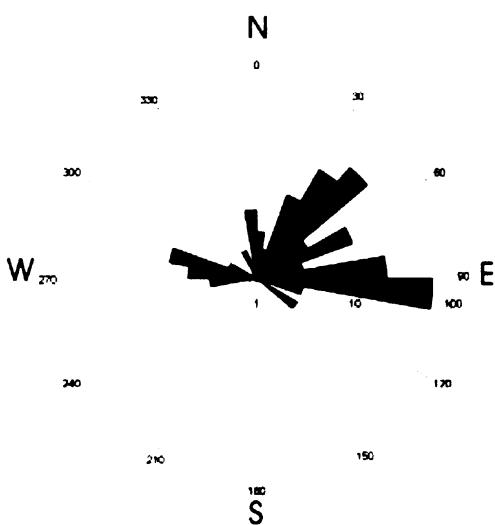
Tyto odečty jsem provedla v programu Seismic Handler (obr. 10.2). Záznamy byly filtrovány tak, aby na všech záznamech simulovaly krátkoperiodický WWSSN (World Wide Standard Seismographic Network) senzor s převládající frekvencí 1 Hz. Zároveň byla u každého záznamu určena kvalita měření stupněm 1-3, kterým odpovídají přesnosti ± 0.05 s, ± 0.1 s a ± 0.2 s a které se používají v telesismické tomografii k vážení dat (W^d). Jevy byly

vybrány z katalogu ISC (International Seismological Centre), tak aby epicentrální vzdálenost jevu od středu seismické sítě byla 30-90° a magnitudo bylo větší než 5 (obr. 10.3). Změřila jsem časy příchodů vln P pro 199 jevů zaregistrovaných na 66 stanicích, celkem 8201 paprsků.



Obr. 10.3. Mapa epicenter jevů (červeně). Seismická síť BOHEMA II je vyznačena zeleným obdélníčkem, bílé izolinie reprezentují epicentrální vzdálenost od seismické sítě BOHEMA II.

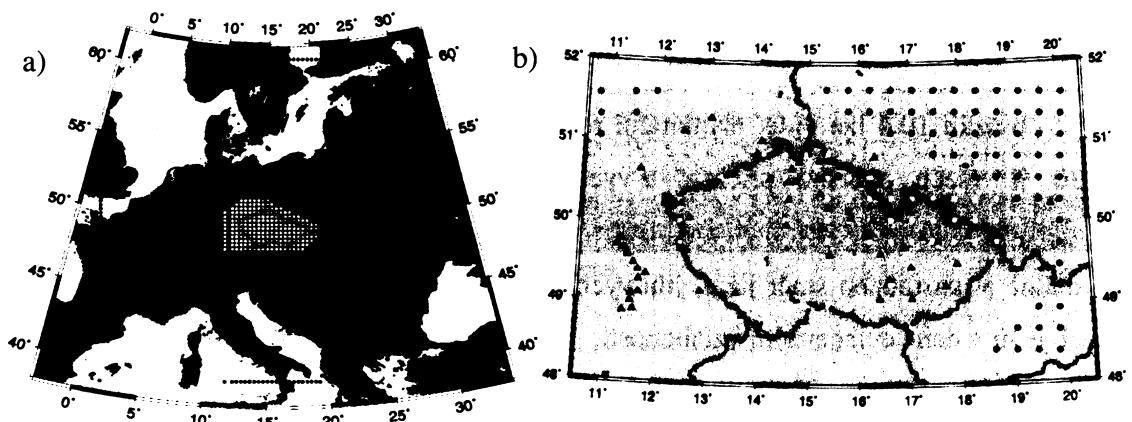
Z obrázku 10.4 lze vidět azimutální rozložení směrů jevů k středu seismické sítě. Víc jak 30 % všech paprsků přichází z východního směru (58 jevů), což je způsobeno mimořádnou aktivitou na rozhraní seismických desek v okolí Sumatry v roce 2004. Minimálně je zastoupen směr jižní, jihovýchodní a jihozápadní, kde všeobecně není mnoho silných jevů v dané epicentrální vzdálenosti.



Obr. 10.4. Azimutální rozložení jevů vzhledem ke středu seismické sítě.

10.3 Parametrizace modelu kůry a svrchního pláště

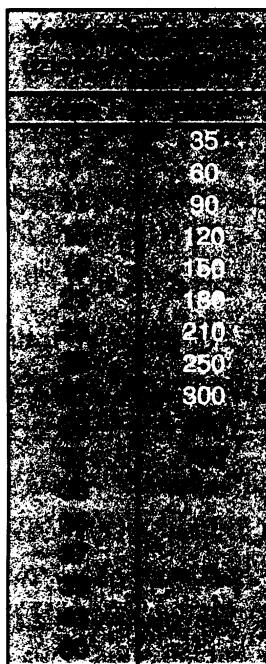
Poloha uzlových bodů v modelech byla stanovena podle převládající vzdálenosti stanic, geometrie paprsků, rozsahu seismické sítě a kvantity dat (Eken – osobní komunikace). Horizontální rozložení uzlových bodů (10.5) je určeno tak, aby uvnitř sítě hlavních uzlových bodů, tj. bez stabilizačních uzlových bodů, byly zahrnuty všechny stanice použité seismické sítě (obr. 10.5b). Vzdálenost uzlových bodů je 30 km v celé studované oblasti, kromě nejzápadnější řady uzlových bodů, které jsou vzdáleny od ostatních 50 km. Vzdálenost stabilizačních uzelů je 1000 km od středu seismické sítě, který byl stanoven na 15.7845° v.d., 50.1596° s.š (obr. 10.5a). Podle polohy seismických stanic (obr. 10.5) byly určeny fixní (obr. 10.5 - červená kolečka) a invertované body (obr. 10.5 – žlutá kolečka). Perturbace rychlostí se hledají jen v invertovaných bodech.



Obr. 10.5. Mapa uzlových bodů včetně stabilizačních bodů s rozlišením invertovaných (žlutých) bodů a neinvertovaných (červených) uzlových bodů (a). Vpravo (b) je detail mapy studované oblasti bez stabilizačních bodů. Modré trojúhelníky značí stanice seismické sítě BOHEMA II a zelený čtvereček je počátek souřadného kartézského systému v 15.7845° v.d., 50.1596° s.š.

Vertikální parametrizace byla jiná pro model kůry a pro model svrchního pláště (Tab. 10.1). Model kůry je v rozsahu hloubek od 0 do 60 km s 13 relativně rovnoměrně mocnými vrstvami. Model pláště je v rozmezí od 35 do 750 km s tím, že invertované uzlové body jsou v hloubkách od 35 do 300 km. Model pláště má celkem 11 vertikálních vrstev, jejichž mocnost se s hloubkou zvětšuje.

Tabulka 10.1. Vertikální poloha uzlových bodů pro model kůry a pro model pláště. Červeně jsou označeny fixní uzly a žlutě invertované.



10.4 Data pro syntetické testy

Syntetické testy nepoužívají reálná data, tj. časy šíření od zdroje ke stanici neznámým prostředím, ale syntetická data spočtená programem pro přímou úlohu, kdy časy šíření se počítají pro předem definované rozložení rychlostí. Rezidua, tj. rozdíly mezi časy šíření zkoumaným modelem (představující t^{obs}) a referenčním modelem IASP91 (představující t^{calc}) jsou počítaná podle vztahu (8.4). Ve všech testech je radiální rychlostní model IASP91 (Kennet, 1991) použit také jako výchozí/startovací model svrchního pláště při výpočtu obrácených úloh pro pláště. Modely pláště a kůry jsou vytvořeny s parametrizací popsanou v předchozí kapitole. Základní parametry, shodné pro všechny testy, jsou dané v tabulce 10.2. V testech byl použit 3D ray-tracing a přidán bílý šum o velikosti 0.1% z průměru relativních reziduí.

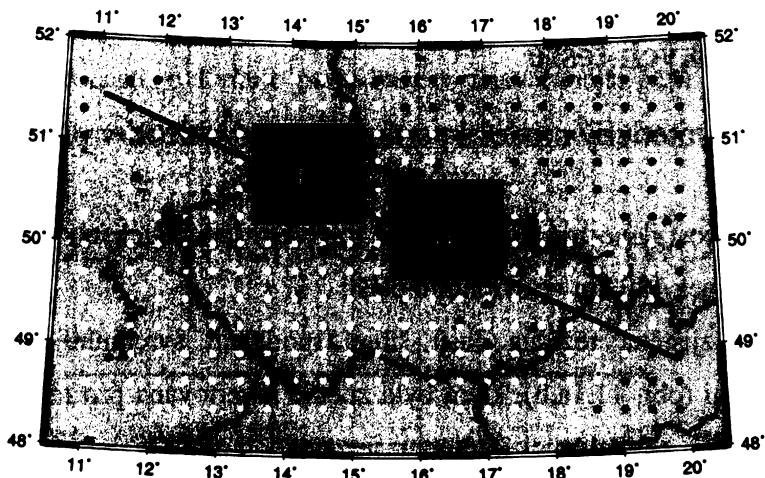
Tabulka 10.2. Základní parametry programu TELINV v syntetických testech.

počet zemětřesení	199
počet stanic	66
počet paprsků	8201
počet invertovaných uzlů v modelu svrchního pláště	1980
ϵ^2 faktor tlumení	100

Faktor tlumení byl určen podle křivky rozptylu časových reziduí po páté iteraci obrácené úlohy a délky modelových parametrů s různými faktory tlumení (Menke, 1984).

10.4.1 Data pro syntetický Test I – syntetický model s perturbacemi rychlostí v plášti

Schopnost seismické sítě BOHEMA II detekovat heterogenity v plášti, byla testována s použitím konfigurace paprsků, danou polohou stanic a jimi zaregistrovanými jevy, a parametrizací studované oblasti. V tomto testu, byla invertována časová rezidua, která byla generována přímou úlohou pro uměle vytvořené struktury ve svrchním plášti. Fiktivní tělesa, lišící se relativními rychlostmi vůči okolí a svojí hloubkou, byla vložena do rychlostního modelu svrchního pláště podle referenčního modelu IASP91. Těleso L (Low, obr. 10.6 červeně), definované v hloubkách 60-100 km, je relativně pomalejší o 3% a těleso H (High, obr. 10.6 modře), definované v hloubkách 90-120 km, je relativně rychlejší o 3%. Obě tělesa jsou umístěna pod místy s největší hustotou stanic. Všechny výsledky syntetických tesů budou zobrazovány podle linie vyznačené na obrázku 10.6 světle modrou barvou ve sz.-jv. směru s počátkem 11° v.d. 51.5° s.š. Rezidua byla dána rozdílem časů šíření mezi modelem s vloženými fiktivními tělesy a modelem svrchního pláště s rozložením rychlostí podle IASP91 v daných uzlových bodech.



Obr. 10.6. Mapa studované oblasti s vyznačením dvou fiktivních struktur lišících se relativními rychlostmi a hloubkami. Červená je relativně pomalejší struktura L (Low) v hloubkách 60-100 km a modrá je relativně rychlejší struktura H (High) v hloubkách 90-120 km. Profil A je zakreslen světle modrou linií ve směru sz.-jv.

10.4.2 Data pro syntetický Test II - s odvozenými modely kůry

Data v tomto testu jsou tvořena rezidui získanými z časů šíření kůrou dle Modelů 1-4 (kap.6) a odpovídajícími teoretickými časy v kůře podle referenčního modelu IASP91. Test zkoumá, jakým způsobem by variace rychlostí v kůře ovlivnily struktury ve svrchním plášti, kdyby nebyla provedena oprava na kůru approximovanou Modely 1-4.

10.4.3 Data pro syntetický Test III – s odvozenými modely kůry i syntetickými perturbacemi v plášti

Tento test spojuje dva předchozí syntetické testy. Pozorovaný čas je určen modelem svrchního pláště se dvěma tělesy (obr. 10.6), jedním relativně pomalejším a druhým relativně rychlejším oproti modelu IASP91 a kůrou popsanou Modely 1-4. Časová rezidua jsou součtem reziduí ze svrchního pláště (kap. 10.4.1) a reziduí z kůry (kap. 10.4.2). Cílem tohoto testu je zjistit efekt kůry, reprezentované Modely 1-4, na zobrazení struktury ve svrchním plášti.

11. Výsledky syntetických testů

11.1 Výsledek Testu I – syntetický model s perturbacemi rychlostí v plášti

Tento test zjišťuje citlivost dané seismické sítě na rozřešení jednoduchých rychlostních heterogenit dosahujících hloubek 120 km ve svrchním plášti .

Přímou úlohou byla zjištěna rezidua časů šíření modelem svrchního pláště bez heterogenit a s heterogenitami (obr. 11.1a,b), která byla zpětně invertována pro model pláště. Na obrázku 11.1c je výsledek telesismické tomografie svrchního pláště, na kterém jsou zachovány hlavní znaky syntetického modelu: v severozápadní části jsou relativně nižší rychlosti (červenou barvou) a v jihovýchodní části obrázku jsou relativně vyšší rychlosti. Perturbace ve výsledné tomografii (obr. 11.1a) jsou však na obrázku 11.1c roztaženy v horizontálním i vertikálním směru. Poměrně přesně je určena poloha extrémů perturbací rychlostí (obr. 11.1c), která odpovídá těžišti těles s mírnými odchylkami. Minimum relativních rychlostí je o něco niže než maximum relativních rychlostí. V místech mimo syntetické heterogeneity však tomografie vytváří falešné perturbace rychlostí v absolutních hodnotách okolo 1% (obr. 11.1c).

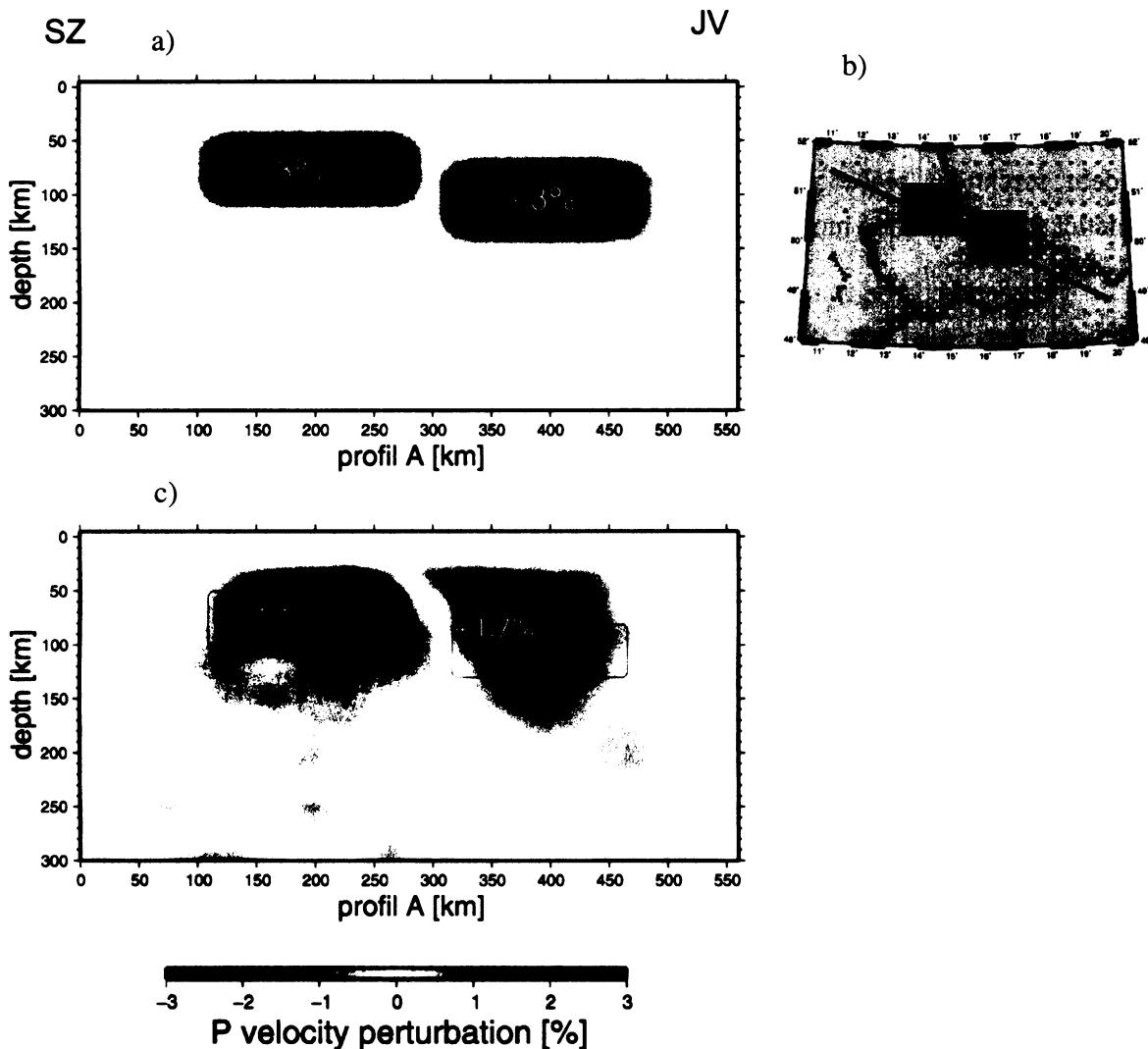
Výsledek testu ukazuje, že konfigurace sítě umožňuje detektovat heterogeneity v plášti, avšak přesné hranice heterogenit stanovit nelze. Podle testu se extrémy heterogenit projeví menšími hodnotami relativních perturbací asi o 30% než je tomu ve skutečnosti, což odraží „rozmytí“ rychlostních heterogenit do ostatních částí modelu.

11.2 Výsledek Testu II - s odvozenými modely kúry

V syntetickém testu II jsou invertovány rozdíly časů šíření kúrou podle Modelů 1-4 a podle modelu IASP91 bez heterogenit ve svrchním plášti. Výsledky tomografií svrchního pláště pro jednotlivé modely se liší v polohách rychlostních perturbací i jejich velikosti. To odpovídá rozdílnosti jednotlivých modelů kúry (kap. 6). Absolutní hodnoty perturbací rychlostí promítajících se do pláště se v tomto testu pohybují od 1 do 3 % a v jednotlivých modelech se značně liší. Z porovnání modelů kúry a jim odpovídajících výsledků tomografie svrchního pláště na obrázku 11.2 vyplývá, že jednoduché modely kúry (obr.11.2.c,d) mohou generovat výrazné falešné perturbace rychlostí v nejsvrchnější časti pláště (35-70km). Naproti

tomu krustální Model 2 (obr. 11.2b), který má velmi rozdílné rychlosti v západní a východní připovrchové části, ovlivňuje perturbace v nejsvrchnější části plášti (obr. 11.2B) méně než hladké modely (absolutní hodnoty rychlostních anomálie dosahují jen 1.2%).

Upper mantle synthetic two box model



Obr. 11.1. Rychlostní perturbace pro přímou (a) a obrácenou (c) úlohu seismické tomografie pro syntetický model se dvěma tělesy v řezu podél profilu A. Profil je označen modrou linií na mapě vpravo nahoře (b) a jeho počátek je v 11° v.d. a 51.5° s.š. Hranice rychlostních heterogenit je naznačena v (a) i (b) černou linkou. Žlutě je vyznačena velikost extrémů rychlostních perturbací.

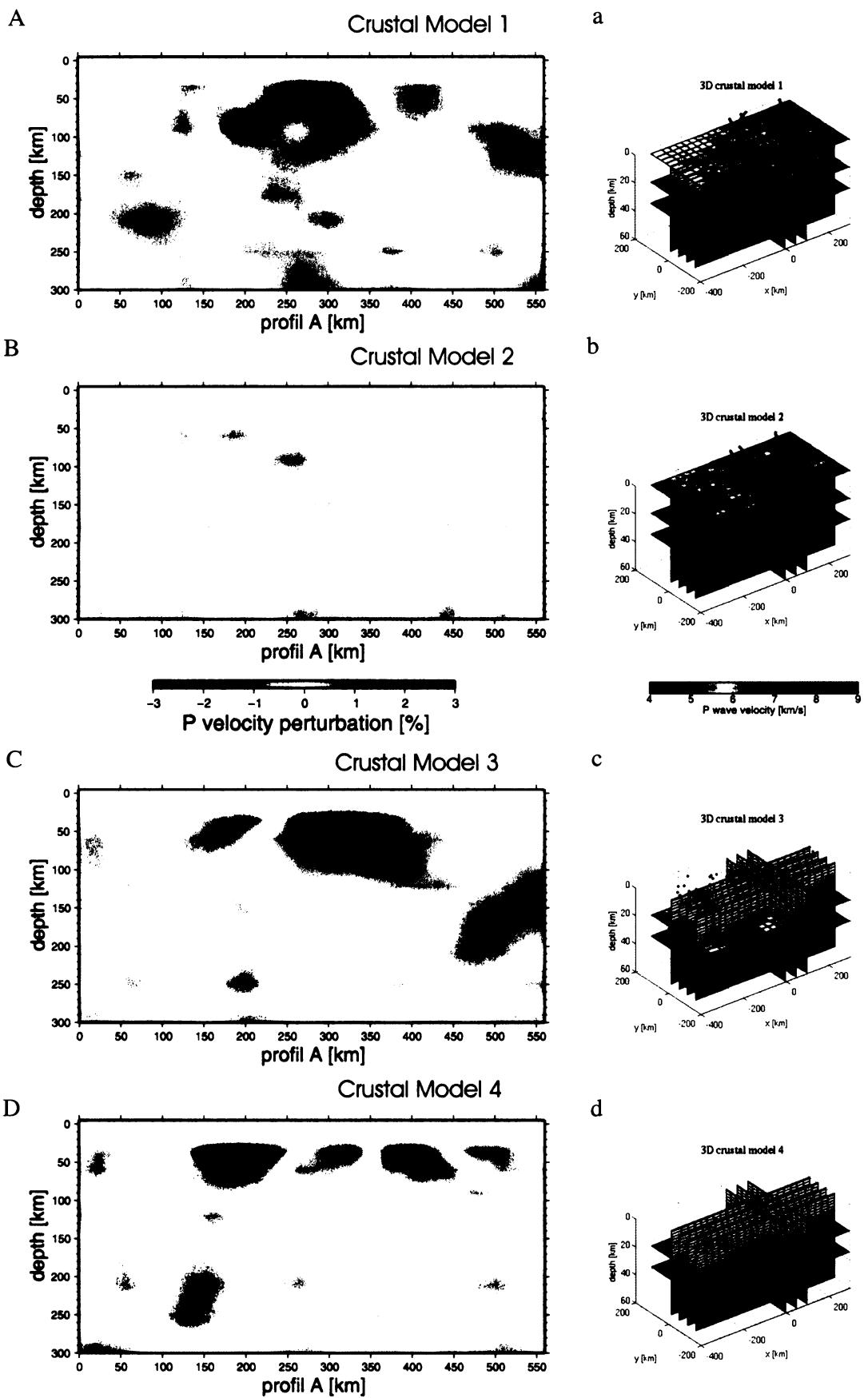
Perturbace v těchto syntetických testech, mapujících promítání efektů z kůry do

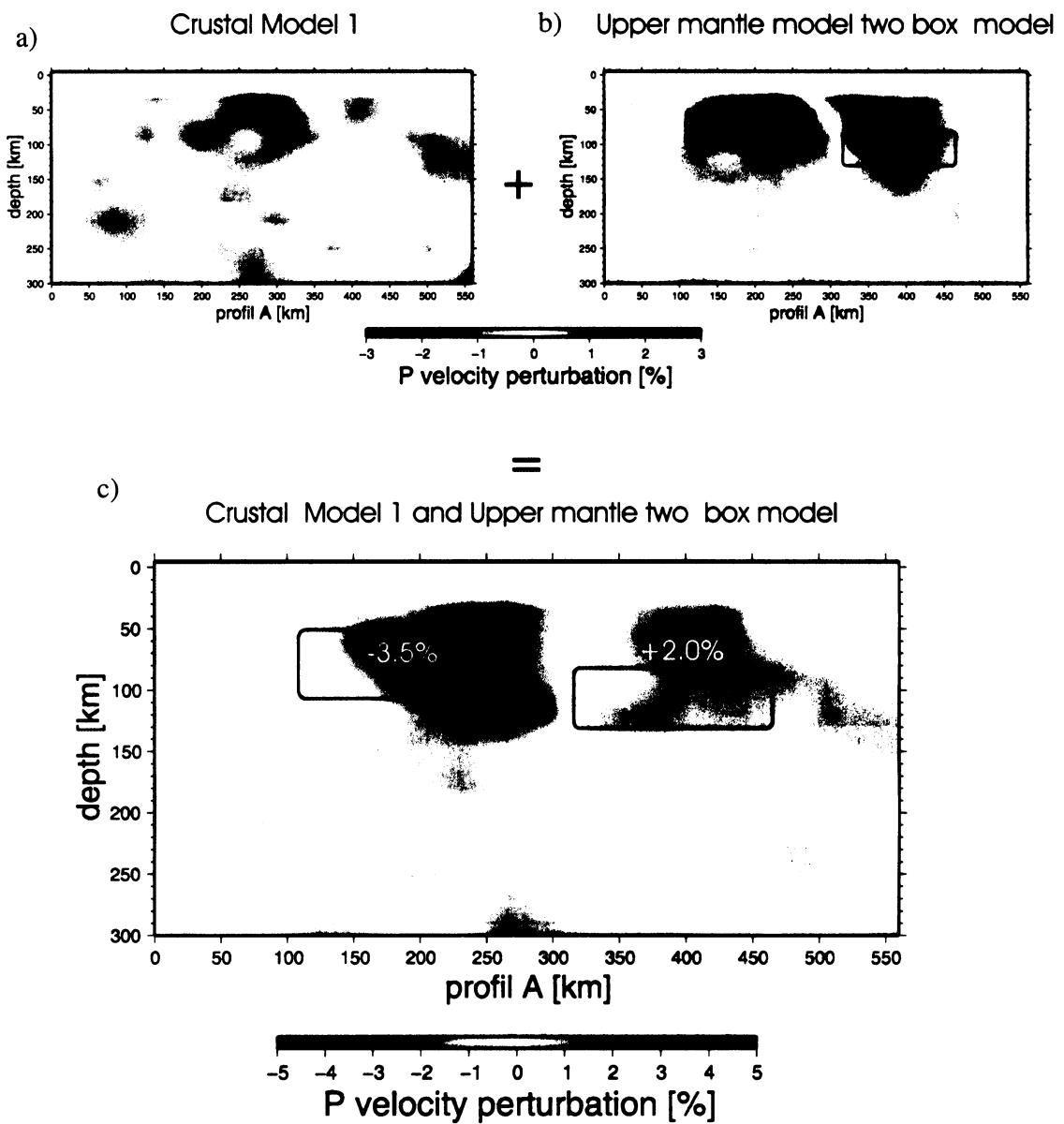
neperturbovaného svrchního pláště mohou dosáhnout až hodnot rychlostních heterogenit v syntetickém modelu (obr. 11.1).

11.2.1 Výsledek Testu III – s odvozenými modely kůry i syntetickými perturbacemi v plášti

Test ukazuje vliv kůry, reprezentované Modely 1-4, na zobrazení jednoduché struktury ve svrchním plášti (obr. 11.1). Vliv modelů kůry na velikost a rozložení perturbací v plášti je patrný ve všech případech (obr. 11.3- obr. 11.6). Zatímco perturbace rychlostí v syntetickém modelu svrchního pláště jsou $\pm 3\%$, perturbace ve výsledcích tomografie kombinující syntetický model pláště i modely kůry dosahují až 4.8 %.

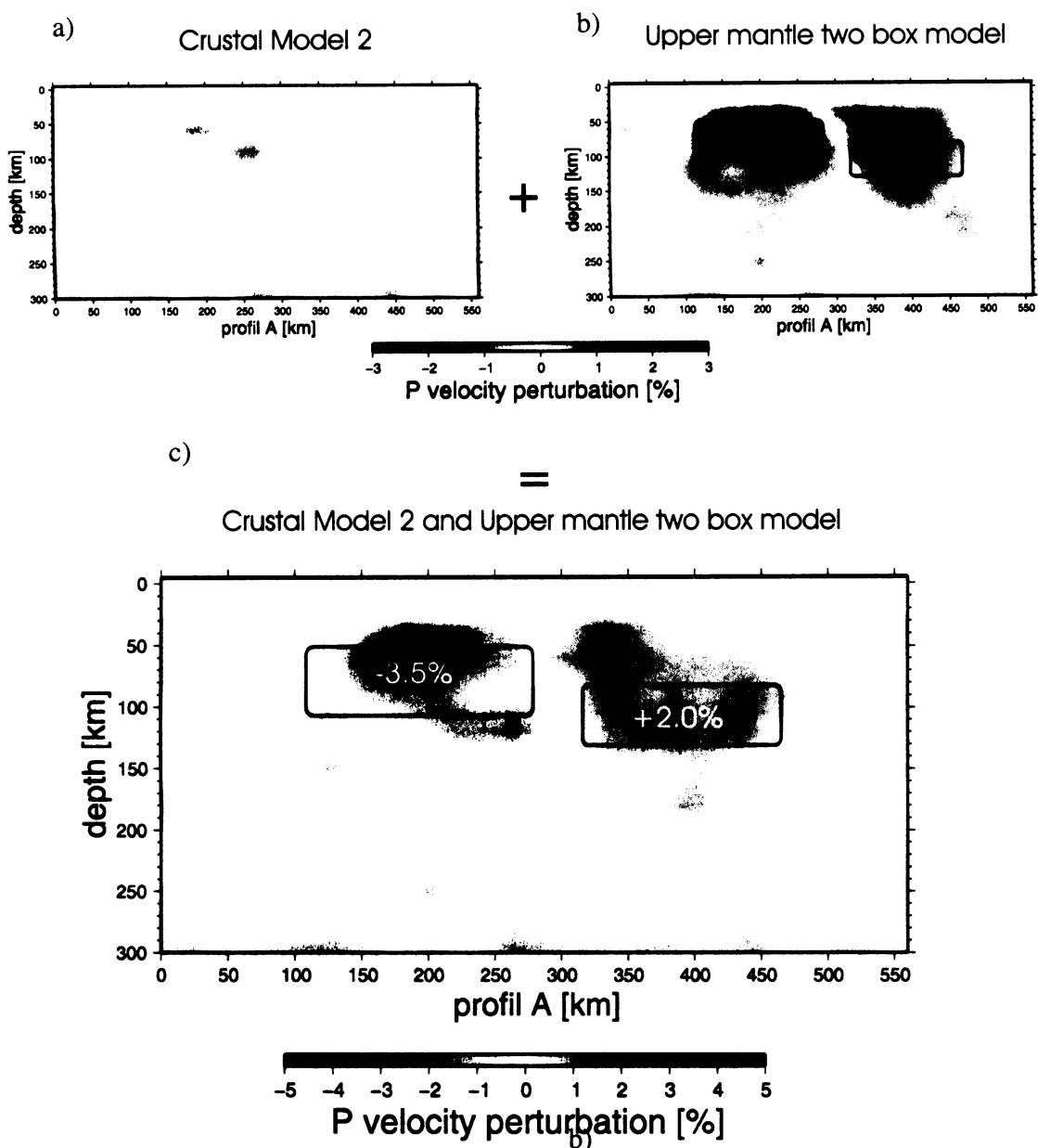
Obr. 11.2. Perturbace rychlostí ve svrchním plášti způsobené rychlostními variacemi v kůře podle Modelů 1-4 v řezu podél profilu A (obr. 10.6) (str. 59).





Obr. 11.3. Výsledné rychlostní perturbace pro model, tvořený syntetickým modelem svrchního pláště a krustálním Modelem 1 v řezu podél profilu A (obr. 10.6). Hranice syntetických rychlostních heterogenit je naznačena v (b) i (c) černou linkou. Žlutě jsou připsány extrémly perturbací z výsledku tomografie.. Obr. a) je shodný s obr. 11.2A a obr. b) je shodný s obr. 11.1c.

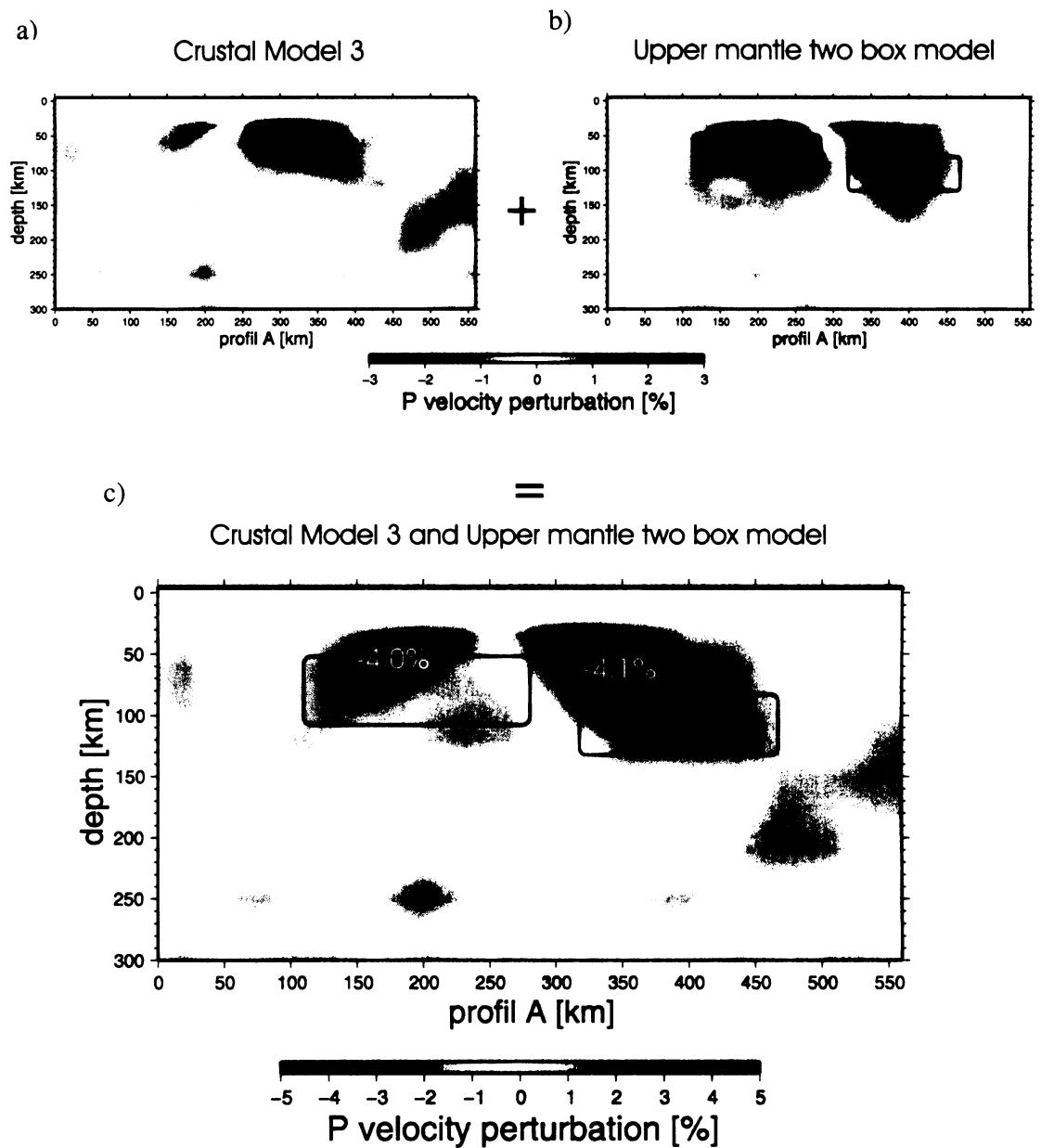
Efekt krustálního Modelu 1 je takový, že struktury v plášti jsou posunuty směrem doprava na jihovýchod (obr. 11.3c), a generované perturbace jsou mírně větší pro pomalou heterogenitu (-3.5%), ale dosahující jen 60% předpokládaných hodnot pro rychlejší heterogenitu (2%).



Obr. 11.4. Výsledné rychlostní perturbace pro model, tvořený syntetickým modelem svrchního pláště a krustálním Modelem 2 v řezu podél profilu A (obr. 10.6). Obr. a) je shodný s obr. 11.2B a obr. b) je shodný s obr. 11.1c. Další popis viz. obr. 11.3.

Výsledný model pláště ovlivněný krustálním Modelem 2 má menší posun heterogenit směrem na jihovýchod podél profilu, maxima perturbací nabývají stejných hodnot jako u Test III -Model 1 (obr. 11.3), ale průměrné perturbace jsou nížší. Může se jednat o vykompenzování perturbací v plášti perturbacemi promítajícími se z kůry, které mají navzájem opačný charakter (obr. 11.4a,b). Proto průměrné anomálie v místech syntetických

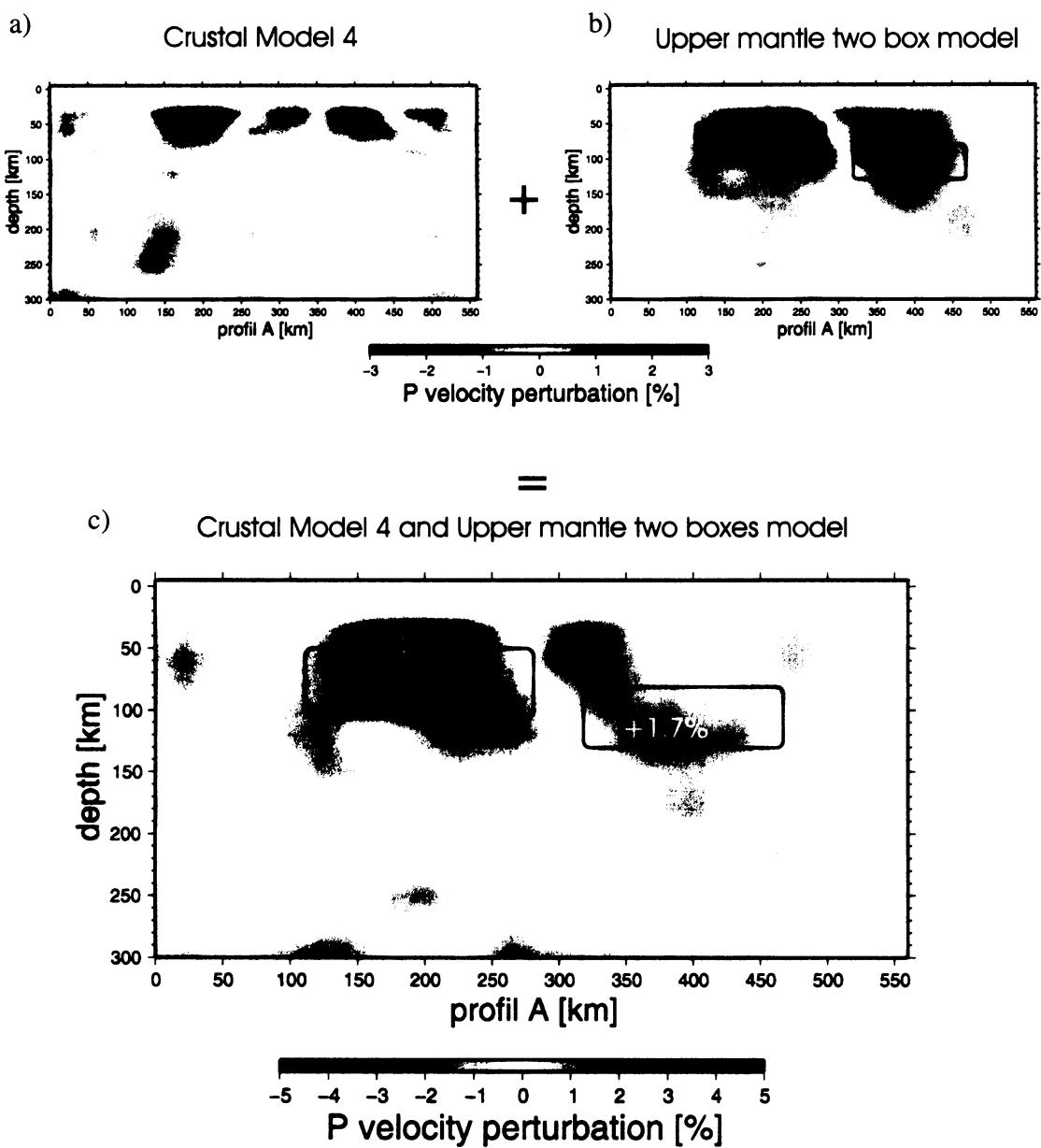
těles na obrázku 11.4c mají téměř stejnou hodnotu jako v plášti nad syntetickými heterogenitami. Ačkoliv hodnota extrému pro relativně pomalejší heterogenitu je vysoká (-3.5%), platí jen pro jeden bod. Průměrná hodnota perturbací v relativně pomalejší heterogenitě je menší (okolo 2%).



Obr. 11.5. Výsledné rychlostní perturbace pro model, tvořený syntetickým modelem svrchního pláště a krstální Modelem 3 v řezu podél profilu A (obr. 10.6). Obr. a) je shodný s obr. 11.2C a obr. b) je shodný s obr. 11.1c. Další popis viz. obr. 11.3.

Složením vlivu kůry podle Modelu 3 (obr. 11.5a) a syntetických heterogenit v plášti

(obr. 11.5b) se výsledné anomálie (obr. 11.5c) posunuly do mělčích hloubek (asi o 50 km). Extrémy anomálií převyšují vstupní hodnoty o 30%.



Obr. 11.6. Výsledné rychlostní perturbace pro model, tvořený syntetickým modelem svrchního pláště a krustálním Modelem 4 v řezu podél profilu A (obr. 10.6). Obr. a) je shodný s obr. 11.2D a obr. b) je shodný s obr. 11.1c. Další popis viz. obr. 11.3.

Extrémy výsledných pomalých perturbací jsou pro krustální Model 4 nejvyšší (obr. 11.6), avšak rychlá heterogenita je téměř potlačena. Stejně jako u předchozích Testů III s Modely 1-3 (obr. 11.3-5) jsou maximální hodnoty perturbací posunuty no mělčích partií.

Dvě výrazné pomalé anomálie ve výsledku tomografie z krustálního Modelu 4 (obr. 11.6 a) ovlivnily tomografii svrchního pláště se syntetickými tělesy (obr. 11.6 c) tak, že pomalejší heterogenitu zvýraznily a posunuly výše a rychlejší heterogenitu značně potlačily.

12. Diskuze II

Test I byl zaměřen na schopnost dané konfigurace stanic a zaregistrovaných jevů detektovat rychlostní heterogeneity v plášti. Z perturbací rychlostí ve výsledné tomografii (obr. 11.1c) je vidět „rozmývání“ rychlostních heterogenit do celého modelu. Extrémy rychlostních perturbací leží sice v blízkosti nebo přímo v místech daných syntetických heterogenit, avšak hodnoty těchto extrémů jsou nižší než ve vstupním modelu v průměru o třetinu. Nepřesnost výsledku je způsobena rozložením paprsků ve studovaném objemu. Geometrie paprsků je však omezena počtem, kvalitou a polohou registrovaných jevů vzhledem k seismické síti BOHEMA II a nelze ji měnit. Test I modeluje stav, kdyby reálné rozložení rychlostí v kůře bylo identické s referenčním modelem a heterogeneity by byly pouze v plášti.. Tím se simuluje situace, že by aplikované korekce na kůru byly dokonalé, tj. žádné perturbace z kůry by nepronikaly do svrchního pláště.

Test II ukazuje efekty infiltrací perturbací z kůry do pláště podle Modelů 1-4. Perturbace rychlostí promítající se do pláště jsou nejvízrazenější v hloubkách do 100 km (obr. 11.2). Extrémy perturbací dosahují téměř 3% v tomografiích pláště s Modely 1, 3 a 4, zatímco v tomografii s Modelem 2 jsou perturbace značně nižší. Rozložení perturbací podél profilu A odpovídající jednotlivým modelům kůry se navzájem značně liší a reflekují tak rozdílnost ve vlivech Modelů 1-4.

Test III simuluje situaci, kdy se hledá jednoduchá struktura ve svrchním plášti ale ignorují se vlivy kůry, tj. neprováděla by se korekce na reálnou kůru. Vliv modelů kůry je zřetelný ve všech výsledcích tomografie svrchního pláště. Hledané syntetické rychlostní heterogeneity v plášti jsou posunuty a amplitudy perturbací zvýrazněny nebo naopak téměř potlačeny v důsledku jejich interference s perturbacemi promítajícími se z kůry. Nejvíce se efekty perturbací z kůry projevují ve výsledku tomografie s Modelem 4 (obr. 11.6). Ve výsledku této tomografie je pomalejší heterogenita značně zvýrazněna (z původních 3% na 4.8%) a rychlejší heterogenita je potlačena a splývá s okolím.

Ze všech modelů je zřejmé, že zanedbání vlivu kůry se projevuje na plášťových heterogenitách simulujících spodní litosféru nejvíce do hloubek 70 km. Za předpokladu, že by korekce na kůru byly ignorovány nebo by byla korekce na kůru provedena špatně, tj. byl by zvolen neadekvátní model, mohly by ve výsledcích tomografie svrchního pláště vzniknout

falešné rychlostní heterogenity, dojít k posunu reálných heterogenit nebo k jejich potlačení a tudíž i k nesprávné interpretaci struktury svrchního pláště.

13. ZÁVĚR

Na začátku této práce byly vytyčeny tyto cíle: vytvořit 3D rychlostní model kůry Českého masívu a zjistit vliv tohoto modelu na zobrazení heterogenit ve svrchním plášti. Informace o stavbě kůry byly čerpány z interpretovaných aktivních seismických profilů, metody ‘receiver function’ a modelů odvozených z disperze povrchových vln.

Výsledky práce shrnuji do těchto bodů:

1. Analýzou dat byly zjištěny značné rozdíly v určení hloubky Moho jednotlivými metodami (až 5 km). Proto byla data rozdělena do čtyř souborů, ze kterých byly vytvořeny čtyři různé 3D rychlostní modely kůry ČM v síti bodů 30x30x2 km.
2. Rychlostní rozložení v uzlových bodech bylo získáno zejména 3D lineární interpolací a metodou ‘nejbližšího souseda’.
3. Modely kůry se liší rozložením rychlostí v_p ve všech oblastech ČM a hloubkami Moho. Ve všech modelech však Moho klesá směrem na jih a jihovýchod ČM.
4. Test I prokázal schopnost seismické sítě BOHEMA II modelovat heterogenity v plášti i když dochází k jejich „rozmývání“ do celého modelu.
5. Test II ukázal, že vliv perturbací z kůry pronikajících do svrchního pláště klesá s rostoucí hloubkou, přičemž nejvýraznější je do hloubky 100 km.
6. Test III prověřil význam korekcí na kůru a výběru správného modelu kůry. Heterogenity v plášti mohou být posunuty, zvýrazněny nebo i potlačeny v důsledku zanedbání korekcí na kůru nebo aplikováním nesprávného modelu. Tudíž, špatné korekce mohou značně ovlivnit interpretaci rychlostních heterogenit ve svrchním plášti. Korekce na kůru jsou nepostradatelné pro modelování heterogenit ve svrchním plášti.
7. Vzhledem ke zjištěným skutečnostem, by pro další studium svrchního pláště pod ČM bylo vhodné určit spolehlivost jednotlivých modelů kůry a najít způsob, jak modely sjednotit, tak aby existoval jeden reprezentativní model kůry Českého masívu.

14. Použitá literatura

- Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.S. (1977): Determination of 3-dimensional seismic structure of lithosphere: Journal of Geophysical Research, 82(2), 277-296. ISSN 0148-0227.
- Babuška, V., Plomerová, J., Vecsey, L., Jedlička, P., Růžek, B. (2005): Ongoing passive seismic experiments unravel deep lithosphere structure of the Bohemian Massif. *Studia geophysica et geodaetica*, 3, s. 423-430. ISSN 0039-3169.
- Behr, H.J., Dürbaum, H.J., Bankwitz, P. (1994): Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90 (East). *Z. Geol. Wiss.* 22(6), 647–769.
- Beránek, B. (1971): Study of the velocity conditions in the Earth's crust in the regions of the Bohemian Massif and Carpathian system along profiles VI and VII, *Studia geophysica et geodaetica*, 15.
- Beránek, B., Dudek, A., Zounková, M. (1975): Rychlostní modely stavby zemské kůry v Českém masívu a Západních Karpatech, *Sborník geologických věd, Užitá Geofyzika*, 13, 7-17.
- Beránek, B., Zátopek, A. (1981): Earth's crust structure in Czechoslovakia and in Central Europe by methods of explosion seismology In: A. Zátopek, Editors, *Geophysical syntheses in Czechoslovakia*. VEDA, 243–270.
- Brož, M., Hrubcová, P., Hubatka, F., Novotný, M., Růžek, B., Špičák, A., Švancara, J., Špaček, P., Uličný, D. (2005): SLICE - Seismic lithospheric investigation of Central Europe. Závěrečná zpráva za projekt č. VaV/630/3/02. Praha : Geofyzikální ústav AV ČR, str. 213.
- Brücl, E., Blebinhaus, F., Gosar, A., Grad, M., Guterch, A., Hrubcová, P., Keller, G., Majdański, M., Šumanovac, F., Tiira, T., Yliniemi, J., Hegedüs, E., Thybo H. (2007): Crustal structure due collisional and escape tectonics in the eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from the Alp 2002 seismic experiment. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Bucha, V., Blížkovský, M. (1994): Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Academia Praha, str. 354, ISBN 80-200-0305-3.
- Bullen, K.E. (1942): The density variation of the Earth's central core. *Bull.Seism.Soc.Amer.*, 32, 13-29.
- Burdick, L.J., Langston, C.A. (1977): Modelling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bull.Seis.Soc.Amer.*, 67, 677-691.
- Čermák, V., Král, M., Krešl, M., Kubík, J., Šafanda, J. (1991): Heat flow, regional geophysics and lithosphere structure in Czechoslovakia and adjacent part of Central Europe. In: Čermák, V. and Rybach, L. (Eds.), *Heat Flow and the Lithosphere Structure*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg and New York, pp.133-165.
- DEKORP Research Group: Bohrfield, R.K., Keller, F., Sieron.B., Söllner, W., Stiller, M., Thomas, R.,

- Franke, W., Weber, K., Heinrichs, T., Dürbaum, H.J., Reichert, C., Schmoll, J., Dohr, G., Meissner, R., Bittner, R., Gebrande, H., Bopp, M., Neuieder, Schmidt, T. (1988): Results of the DEKORP4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. *Journal of Geophysics*, Vol. 62, 69–101.
- Dueker, K., Humphreys, E., Biasi, G. (1993): Teleseismic imaging of the western United States upper mantle structure using the simultaneous iterative reconstruction technique in Iyer, H.M., Hirahara K. (Eds.): *Seismic Tomography – Theory and Practice*. Chapman and Hall, London.
- Dziewonski, A. M., Anderson, D.L. (1981): Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Interier*, 25, 297–356.
- Enderle, U., Schuster, K., Prodehl, C., Schulz, A., Bribach J. (1998): The refraction seismic experiment GRANU95 in the Saxothuringian belt, southeastern Germany, *Geophysical Journal International*, 133, 245- 259.
- Eken, T., Shomali, Z.H., Roberts, R. et al., (2007): Upper-mantle structure of the Baltic Shield below the Swedish National Seismological Network (SNSN) resolved by teleseismic tomography. *Geoph. J. Int.*, 169 (2), 617-630.
- Eken, T. (2007): Parametrizace modelu v teleseismické tomografii. Tuna Eken, Flogstavägen, Uppsala. Sweden. Tuna.Eken@geo.uu.se.
- Evans, J.R., Achauer, U. (1993): Teleseismic velocity tomography using ACH method: theory and application to continental-scale studies. Iyer, H.M., Hirahara, K. editors (1993): *Seismic Tomography - Theory and Practice*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge. ISBN 0-412-37190.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc.Spec. Publ.*, 179, 34-61.
- Geissler, W., Hrbcová, P. (2005): The Crust-Mantle Transition Zone (Moho) Beneath the Swarm-Earthquake Area Vogtland/NW Bohemia in the Light of Diffrent Seismic Methods, poster. Konference Geoerlangen 2005.
- Geissler, W. (2006): Data o hloubkách Moho v západních Čechách a výsledcích metody ‘receiver function’ na mobilních stanicích sítě Kozákov. Písemná zpráva, Wolfram Geissler, GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany. E-mail: Wolfram.Geissler@awi.de.
- Geissler, W., Plenefisch, T., Kind, R. et al. (2005): The Moho structure in the western Eger Rift: A receiver function experiment. *Studia Geophysica et Geodetica*, Vol. 44,2, 188-194.
- Geissler., W. (2005): Seismic and Petrological Investigations of the Litosphere in the Swarm-Earquake and CO₂ Degassing Region Vogtland/NW Bohemia. *Geoforschungs Centrum Postdam*. ISSN

1610-0956.

- Grad, M., Jensen, S.L., Keller, G.R. (2003): Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *Journal of Geophysical research – Solid Earth*, Vol.108, Issue B11.
- Guterch, A., Grad, M. (1996): Seismic structure of the Earth crust between Precambrian and Variscain Europe in Poland. *Puls. Ints. Geophys., Pol.Acad.Sc.*, M-18(273), 67-73.
- Guterch, A., et al. (2003): CELEBRATION 2000 Seismic Experiment, *Stud. Geophys. Geod.*, 47, 659–670.
- Heuer, B. (2005): Lithospheric and upper mantle structure beneath the western Bohemian massif obtained from teleseismic P and S receiver funtions. *Geoforschungs Centrum Postdam*. ISSN 1610-0956.
- Heuer, B., Geissler WH, Kind R, et al. (2006): Seismic evidence for asthenospheric updoming beneath the western Bohemian Massif, central Europe. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33.
- Hrubcová, P. (2006): Data z interpretovaných rychlostních profilů CEL10, S02 a S03. Písemná zpráva. Pavla Hrubcová, Boční II/1401, 14131 Praha 4, pavla@ig.cas.cz.
- Hrubcová, P. Škoda, P., Špičák, A. Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brükl, E., Thybo, H. (2005): Crustal and uppermost mantle stucture of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data, *Journal of Geophysical research*, vol. 110.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, Praha, 436 s. ISBN 80-200-0914-0. MSM
- Iyer, H.M., Hirahara, K. editors (1993): *Seismic Tomography-Theory and Praktice*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge. ISBN 0-412-37190.
- Jeffreys, H., Bullen, K.E. (1940): *Seismological tables* (Reprint issue 1958). London, Brittish Association for Advaced of Science.
- Jeffreys, H., Bullen, K.E. (1960): The derivation of seismic velocities at depth from travel-time curves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. Vol. 3, Issue 3, 375-376, ISSN 0016-8009.
- Kind, R., Vinnik, G.L. (1988): The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J.Geophys.*, 62, 138-147.
- Kachlík, V. (2003): *Geologický vývoj území České Republiky*, Surao Praha. Doplněk k publikaci :Příprava hlubinného uložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva. <http://www.natur.cuni.cz/ugp/main/staff/kachlik/reggeol.pdf>. 29.7.2008
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. (1991): Traveltimes for global earquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*. Vol. 105, Issue 2, 429-465.ISSN 0956-540X.

- Kennet, B.L.N. (1995): Seismic Traveltimes tables. American Geophysical Union.
- Kosarev, G.L., Petersen, N.V., Vinnik, G.L., Rocker, S.W. (1993): Receiver function for Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structure for the Talasso-Fargana fault. *J.Geophys.Res.*, 98, 4437-4448.
- Kumpera, O., Foldyna, J., Gorkovský, V. (1988): Všeobecná geologie. Praha, Bratislava. Nakladatelství technické literatury Alfa, 521 str.
- Lay, T., Wallace, T. C. (1995): Modern Global Seismology. Academic Press, London, str. 519, ISBN 0-12-73-2870-X.
- Lanston, C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J.Geophys.Res.*, 84, 4749-4762.
- Lowrie, W. (1997): Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, 354 str., ISBN 0521467284.
- Majdanski, M., Grad, M., Guterch, A. (2006): 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data. *Tectonophysics*, Vol. 413, Issue 3-4, 249-269.
- Majdanski, M., Kozlovskaya, E., Grad, M. (2007): 3D structure of the Earth's crust beneath the northern part of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, Vol. 437, Issue 1-4, 17-36.
- Málek, J., Jánský, J., Novotný, O., Rössler, D. (2004): Vertically inhomogeneous models of the upper crustal structure in the West-Bohemian seismoactive region inferred from the CELEBRATION 2000 refraction data, *Studia geophysica et geodaetica*, Vol. 48, 709-730.
- Materzok, R., Cwojdzinski, S., Jamník, T. (1992): Seismological model of the region around Ksiaz. *Acta Geophysica Polonica*, 40, 271-281.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W. (1990): Terrain boundaries in the Bohemian Massif: Result of the large-scale Variscan shearing. *Tectophysics*, 177, 122-128.
- Mayerová, M., Novotný, M., Fejfar M. (1994): Deep seismic sounding in Czechoslovakia. In: V. Bucha and M. Blížkovský (Eds.), Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, Academia, Prague, Czech Republic, 13-20.
- Menke, W. (1984): Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press inc., London.
- Morelli, Dziewonski (1993): Body wave travel-times and a spherically symmetrical P-wave and S-wave velocity model. *Geoph.J.Int.*, 112 (2), 178-194.
- Novotný, O. (1983): Theoretical dispersion curves for seismic profile Kašperské Hory – Ksiaz. *Studia Geophysica et Geodetica*, 27, 157.
- Novotný O., Urban L. (1988): Seismic models of the Bohemian Massif and of some adjacent regions derived from deep seismic soundings and surface wave investigations: a review. In: Induced

- Seismicity and Associated Phenomena. Proceedings of workshop in Liblice. Praha, Geophys. Inst. of the Czechosl. Acad. Sci. 1988, 227-249.
- Novoný, O. (1996): A Preliminary Seismic Model for the Region of the West-Bohemian Earquake Swarms. *Studia geophysica et geodaetica*, vol. 40, str. 353-366.
- Neuhöfer, H., Marillier, F., Panza, G.F. (1981): Crust and Upper Mantle Structure in the Bohemian Massif from the Dispersion of Rayleigh Waves. *Gerlands Beitr. Geofyzik*, 90-6, 514-520.
- Neuhöfer, H., Plešinger, A., Kracke, D. (1983) : Crust and Upper mantle Structure between Moxa and Kasperske Hory from Rayleigh Waves. *Gerlands Beitr. Geofyzik*, Leipzich, vol. 92, 284-290.
- Owens, T.J., Zandt, G., Tailor, S.R. (1984): Seismic evidence for an ancient fault beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys.Res.*, 89, 7783-7795.
- Pichard, M. (2003): Structure du Moho et modèle de vitesse 3D sous le Massif Hercynien de Bohème. Bakalářská práce. Univerzité Louis Pasteur Strasbourg.
- Plomerová, J., Achauer, U., Babuška, V., Vecsey, L. and BOHEMA working group (2007): Upper mantle beneath the Eger Rift (Central Europe): plume or asthenosphere upwelling? *Geophysical Journal International*, 169 (2), 675-682.
- Plomerová, J., Vecsey, L., Babuška, V., Granet, M., Achauer, U. (2005): Passive seismic experiment MOSAIC - a pilot study of mantle lithosphere anisotropy of the Bohemian Massif. *Studia geophysica et geodaetica*. Roč. 49, č. 4, s. 541-560. ISSN 0039-3169.
- Plomerová, J., Achauer, U., Babuška, V., Granet, M (2003): BOHEMA 2001-2003. Passive seismic experiment to study lithosphere-asthenosphere system in the western part of the Bohemian Massif. *Studia geophysica et geodaetica*. Roč. 47, č. 3, s. 691-701. ISSN 0039-3169.
- Růžek, B., Hrubcová, P., Novotný, M., Špičák, A., Karousová, O. (2007): Inversion of travel times obtained during active seismic refraction experiment CELEBRATION 2000, ALP 2002 and SUDETES 2003, *Stud. Geophys. Geod.*, Vol. 51 , str. 141-164.
- Sandoval, S., Kissling, E., Ansorge, J. (2004): High-resolution body wave tomography beneath the SVEKALAPKO array - II. Anomalous upper mantle structure beneath the central Baltic Shield. *Geoph. J. Int.*, 157 (1), 200-214.
- Schearer, P.M. (1999): Introduction to Seismology. University Press, Cambridge. ISBN-13 978-0-521-66953-5.
- Shomali, Z.H., Roberts, R.G. a TOR Working Group (2002): Non-linear body wave teleseismic tomography along the TOR array. *Geophysical Journal International*, vol. 148, 562-574.
- Steck, L.K., Prothero, W.A. Jr. (1991): A 3-D Raytracer for teleseismic body-wave arrival times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 81, 1332-1339.

- Švancara, J., Hubatka, F., Chlupáčová, M. (1999): Balanced Crustal Density Model along Geotraverse 9HR in Western Bohemia. *Geolines*, 8, 66-68.
- Tomek, Č., Dvořáková, V., Vrána, S. (1997): Geological interpretation of the 9HR and 503 M seismic profiles in western Bohemia, *Journal of Geological Science. Praha*, 47, str. 43– 51.
- Um, J., Thumber, C. (1987): A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol.Soc.Amer.*, 77, 972-986.
- Vinnik, L.P. (1977): Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys.Earth Planet. Inter.*, 15, 39-45.
- Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J., Mueller, St. (1998): Three-dimensional interface with two-dimensional seismic data: Alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, Vol. 135, 264-278.
- Wielandt, E., Sigg, A., Plešinger, A., Horálek, J. (1987): Deep Structure of the Bohemian Massif from Phase Velocities of the Rayleigh and Love Waves. *Studia geophysica et geodaetica*, Vol. 31.
- Wilde-Piórko, M., Saul, J., Grad, M. (2005): Differences in the crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif from teleseismic receiver functions. *Studia Geophysica et Geodica*, Vol. 49, 85-107.
- Wessel, P., Smith, W.H.F. (2008): Generic Mapping Tools (GMT). <http://gmt.soest.hawaii.edu/>, 2.8.2008.
- Weiland, Ch.M., Stack, L.K., Dawson, P.B., Korneev, V.A. (1995): Nonlinear teleseismic tomography at long Valley caldera using three-dimensional minimum travel time ray-tracing. *Journal of geophysical Research*, vol. 100, 20.379-20.390.
- Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C. (1995): Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *J.Geophys.Res.*, 100, 10529-10528.
- Zhu, H., Kanamori, H. (2000): Moho depth variations in the southern California from teleseismic receiver function. *J.Geophys.Res.*, 105, 2929-2980.
- Zátopek, A. (1979): Geophysical Synthesis based on deep seismic sounding (DSS) on the territory of Czechoslovakia and the Central Europe. In : V.B. Sollogub and A.V Chenukov (Eds.), *The structure of the Earth's crust and Upper Mantle from the Data of Seismic Investigations*. Naukova Dumka, Kyjev, 19-28.
- Zeis, S., Gajewski, D., Prodehl, C. (1990): Crustal structure of the southern Germany from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 176, 59-86.

