

VYSOKÁ ŠKOLA BÁŇSKÁ – TECHNICKÁ UNIVERZITA OSTRAVA
HORNICKO-GEOLOGICKÁ FAKULTA
INSTITUT GEOLOGICKÉHO INŽENÝRSTVÍ

Morfostrukturní a geofyzikální analýza vybraného území v rámci GNSS sítě Morava

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Autor práce: Martin Kašing
Vedoucí práce: Doc. RNDr. Lubomil Pospíšil, CSc.

2016

VŠB – TECHNICAL UNIVERSITY OF OSTRAVA
FACULTY OF MINING AND GEOLOGY
INSTITUTE OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Morphostructural and Geophysical Analysis of the Selected Area within the GNSS Network Morava

MASTER THESIS

Author: Martin Kašing
Supervisor: Doc. RNDr. Lubomil Pospíšil, CSc.

2016

Zadání diplomové práce

Student: **Bc. Martin Kašing**
Studijní program: N2110 Geologické inženýrství
Studijní obor: 2101T003 Geologické inženýrství
Téma: **Morfostrukturní a geofyzikální analýza vybraného území v rámci GNSS sítě Morava**
Morphostructural and Geophysical Analysis of the Selected Area within the GNSS Network Morava

Jazyk vypracování: čeština

Zásady pro vypracování:

1. Úvod
2. Charakteristika území
3. Současný stav poznatků
4. Geofyzikální charakteristika území
5. Pohybové tendence zjištěné ze sítě GNSS
6. Strukturní analýza vybraných zlomů
7. Diskuse problému
8. Zhodnocení a závěr

Rozsah závěrečné práce 50 - 70 normostran.

Seznam doporučené odborné literatury:

dle pokynů vedoucího diplomové práce.

Formální náležitosti a rozsah diplomové práce stanoví pokyny pro vypracování zveřejněné na webových stránkách fakulty.

Vedoucí diplomové práce: **doc. RNDr. Lubomil Pospíšil, CSc.**

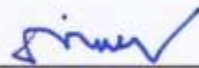
Datum zadání: 30.10.2015

Datum odevzdání: 29.04.2016



prof. Ing. Ctirad Schejbal, CSc., dr.h.c.
vedoucí institutu





prof. Ing. Vojtech Dirner, CSc.
děkan fakulty

PROHLÁŠENÍ AUTORA DIPLOMOVÉ PRÁCE

- Celou diplomovou práci včetně příloh, jsem vypracoval samostatně a uvedl jsem všechny použité podklady a literaturu. Byl jsem seznámen s tím, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č.121/2000 Sb. - autorský zákon, zejména § 35 – využití díla v rámci občanských a náboženských obřadů, v rámci školních představení a využití díla školního a § 60 – školní dílo.

- Beru na vědomí, že Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava (dále jen VŠBTUO) má právo nevýdělečně, ke své vnitřní potřebě, diplomovou práci užít (§ 35 odst. 3).

- Souhlasím s tím, že jeden výtisk bude uložen u vedoucího diplomové práce. Souhlasím s tím, že údaje o diplomové práci, obsažené v Záznamu o závěrečné práci, umístěném v příloze mé diplomové práce, budou zveřejněny v informačním systému VŠB-TUO.

- Souhlasím s tím, že diplomová je licencována pod Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 Unported licenci. Pro zobrazení kopie této licence, je možno navštívit <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/>

- Bylo sjednáno, že s VŠB-TUO, v případě zájmu o komerční využití z její strany, uzavřu licenční smlouvu s oprávněním užít dílo v rozsahu § 12 odst. 4 autorského zákona.

- Bylo sjednáno, že užít své dílo – diplomovou práci nebo poskytnout licenci k jejímu komerčnímu využití mohu jen se souhlasem VŠB-TUO, která je oprávněna v takovém případě ode mne požadovat přiměřený příspěvek na úhradu nákladů, které byly VŠB-TUO na vytvoření díla vynaloženy (až do jejich skutečné výše).

V Ostravě dne

.....

.....

ABSTRAKT

Předkládaná práce se zabývá morfostrukturní analýzou a rozbořem geofyzikálních dat v rámci vymezeného území na severu Dražanské vrchoviny. Jedná se o oblast zvýšené seizmotektonické aktivity na křížení nectavsko-konického zlomového systému s okrajovými zlomy boskovické brázdy. Území je součástí geodynamické sítě MORAVA, ve které se uskutečňují měření pohybových tendencí pomocí technologie GNSS. K využitým metodám studia patřila analýza morfolineamentů a strukturních dat, které poskytly rozlišení hlavních deformačních fází v tektonickém vývoji území a identifikaci lineárních projevů geologických struktur v reliéfu. V druhé části bylo analyzováno magnetické a tíhové anomální pole oblasti. Výstupy všech analýz spolu byly konfrontovány a diskutovány. Výsledkem práce jsou poznatky o projevu geologických struktur území a o charakteru strukturních predispozic geomorfologických tvarů v území.

Klíčová slova: morfostrukturní analýza, geofyzikální analýza, GNSS síť MORAVA, tektonika, nectavsko-konické zlomové pásmo, strukturní predispozice

ABSTRACT

The presented thesis deals with morphostructural analysis and analysis of geophysical data within a defined territory of north Dražany Highlands. This is an area of increased seismotectonic activity at the crossing of Nectava-Konice fault system with Boskovic Furrow marginal faults. The area is part of the Geodynamic Network MORAVA, where measurement of movement tendencies is carried out using GNSS technology. During the study morpholineament and structural analysis have been used to distinguish main deformation phases during tectonic evolution of the area and to identify linear structure manifestation of geological structure in the relief. In the second part magnetic and gravity anomal fields have been analysed within the area. The outputs of all the analyzes have been compared and discussed. The main results of the thesis are findings concerning geological structure manifestation and character of structural predisposition of geomorphological forms in the area.

Keywords: morphostructural analysis, geophysical analysis, GNSS network MORAVA, tectonics, Nectava-Konice fault zone, structural predisposition

PODĚKOVÁNÍ

Rád bych poděkoval především doc. RNDr. Lubomilu Pospíšilovi, CSc., za trpělivé konzultování a vedení práce. Za připomínky jsem také vděčný RNDr. Pavlovi Roštínskému, Ph.D. Za pomoc v terénu děkuji Mgr. Martinu Lexovi.

OBSAH

ÚVOD	8
1 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	9
1.1 Geologie	9
1.1.1 Litostratigrafické členění	11
1.1.2 Tektonika a přehled jejích výzkumů	13
1.2 Geomorfologické členění	15
2 STUDIUM MORFOSTRUKTUR VE VYMEZENÉM ÚZEMÍ	17
2.1 Morfostrukturní analýza	17
2.2 Geofyzikální analýza.....	18
2.3 Geodynamický monitoring pomocí GNSS	20
2.3.1 Geodynamické sítě na území Moravy a jejího okolí	20
2.3.2 Geodynamická síť MORAVA	22
3 METODY	24
4 MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA	27
4.1 Analýza strukturních dat	27
4.2 Analýza morfolineamentů	34
5 GEOFYZIKÁLNÍ ANALÝZA	36
5.1 Magnetika.....	36
5.2 Gravimetrie	38
6 DISKUZE	42
6.1 Rozlišení deformačních fází a strukturní analýza	42
6.2 Geofyzikální charakter území	44
6.3 Morfostrukturní projev v zájmovém území	46
6.4 Pohybové tendence z hlediska GNSS	50
ZÁVĚR	52
SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	53
SEZNAM OBRÁZKŮ	59

ÚVOD

Jedním ze stále platných současných geovědních paradigmat je multidisciplinární přístup při řešení komplexních tektonických výzkumů. V praxi takového pojetí vyžaduje spolupráci zkušených odborníků z různých geovědních disciplín, především strukturních geologů, sedimentologů, geomorfologů a geofyziků. V současné době se v geovědách stále více prosazuje obor satelitní geodézie, který poskytuje prostřednictvím geodynamického monitoringu pomocí GNSS další způsob, jak získat nové poznatky a verifikovat tradiční přístupy při studiu geologické stavby.

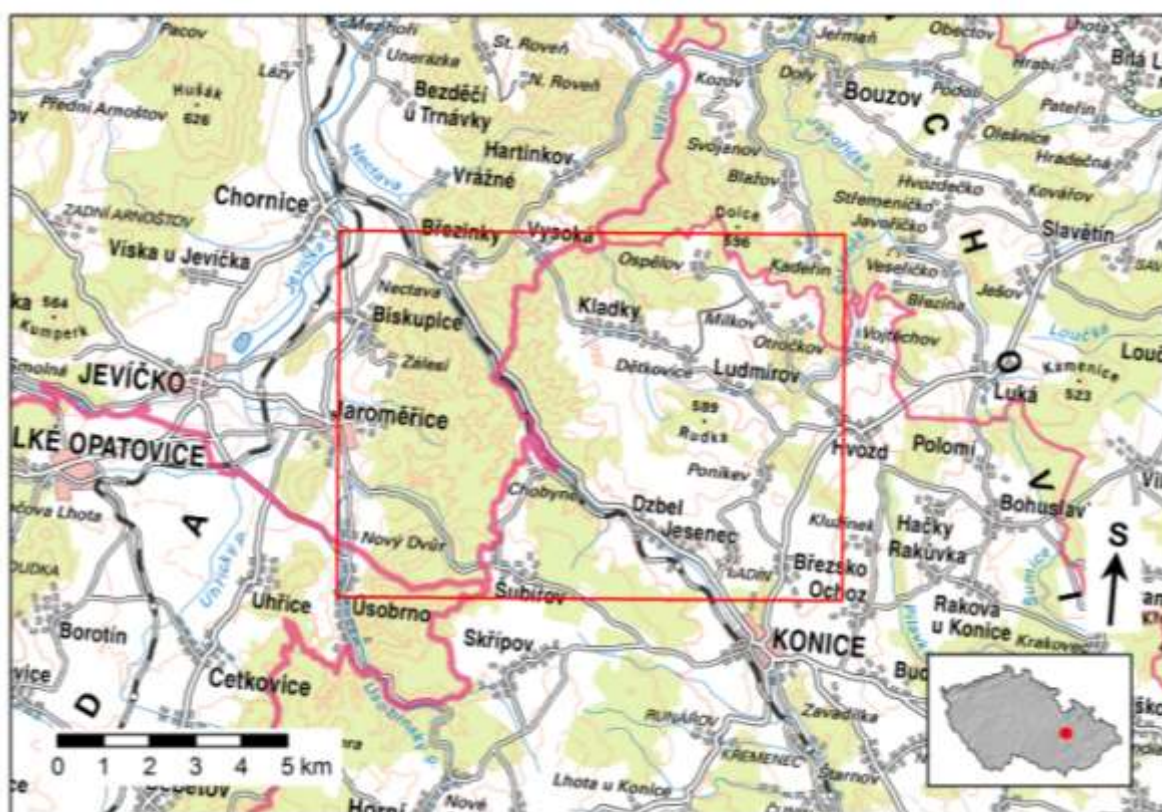
Právě tímto bodem, resp. dostupností geodynamických dat, bylo motivováno studium geologické stavby v zájmovém území této práce. Byla vybrána oblast v severní části Dražanské vrchoviny na styku se Zábřežskou vrchovinou, konkrétně území z. od Velkých Opatovic a sv. od Konice. Konkrétní situování zájmového území bylo určeno jeho seizmotektonickou aktivitou v této oblasti. Jedná se totiž o oblast, kterou prochází nectavsko-konický zlomový systém, jenž se zde kříží s okrajovými zlomy boskovické brázdy.

Podle Švábenského (2016) a Pospíšila et al. (2014) se na základě dosavadně vyhodnocených geodynamických dat, konfrontovaných s geofyzikálními a geologickými údaji, jeví nectavsko-konické zlomové pásmo jako jedno z geodynamicky neaktivnějších prostorů v rámci území Moravy. Zmíněná recentní seizmická aktivita a její měření tyto závěry potvrzuje. Potřeba podrobnějšího studia morfostruktur v podobných oblastech bývá motivována stanovením geodynamického či seizmického rizika, které souvisí např. s využitím území či vymezením seizmicky rizikových zón.

Hlavním cílem práce je poznání struktury geologické stavby v zájmovém území a vyslovení hypotéz týkajících se strukturních predispozic celkové geomorfologie území. Zároveň je potřeba zdůraznit, že záměrem této práce není přímá geomorfologická analýza forem pozorovaných v území. Ke studiu bylo přistoupeno prostřednictvím metod morfostrukturní a geofyzikální analýzy. Důraz byl kladen na měření prvků geologických struktur v terénu, měření a analýzu křehké tektoniky, analýzu morfolineamentů a geofyzikální dat. Při takto zaměřeném studiu je nutné získat a analyzovat množství podrobných geomorfologických, geofyzikálních a geologických dat. Závěrem jsou zjištěné skutečnosti srovnány s údaji o geodynamice oblasti, které vycházejí z výsledků přesného monitoringu pomocí metod GNSS.

1 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Zájmové území se nachází asi 15 km jihovýchodně od Moravské Třebové, na hranici mezi Pardubickým a Olomouckým krajem v okresech Svitavy, Prostějov, Blansko a Olomouc. Jeho osou je převážná část údolí řeky Nectavy, která pramení asi 1 km východně od Šubířova a po více než 13 km zaústíuje do řeky Jevíčky. Zlomově založené údolí Nectavy tvoří přirozenou geomorfologickou hranici mezi Zábřežskou a Drahanskou vrchovinou. Území zhruba ohraničují obce Chornice, Úsobrno, Konice a Javoříčko. Vymezené území má plochu přibližně 88 km² (obr.1.1).



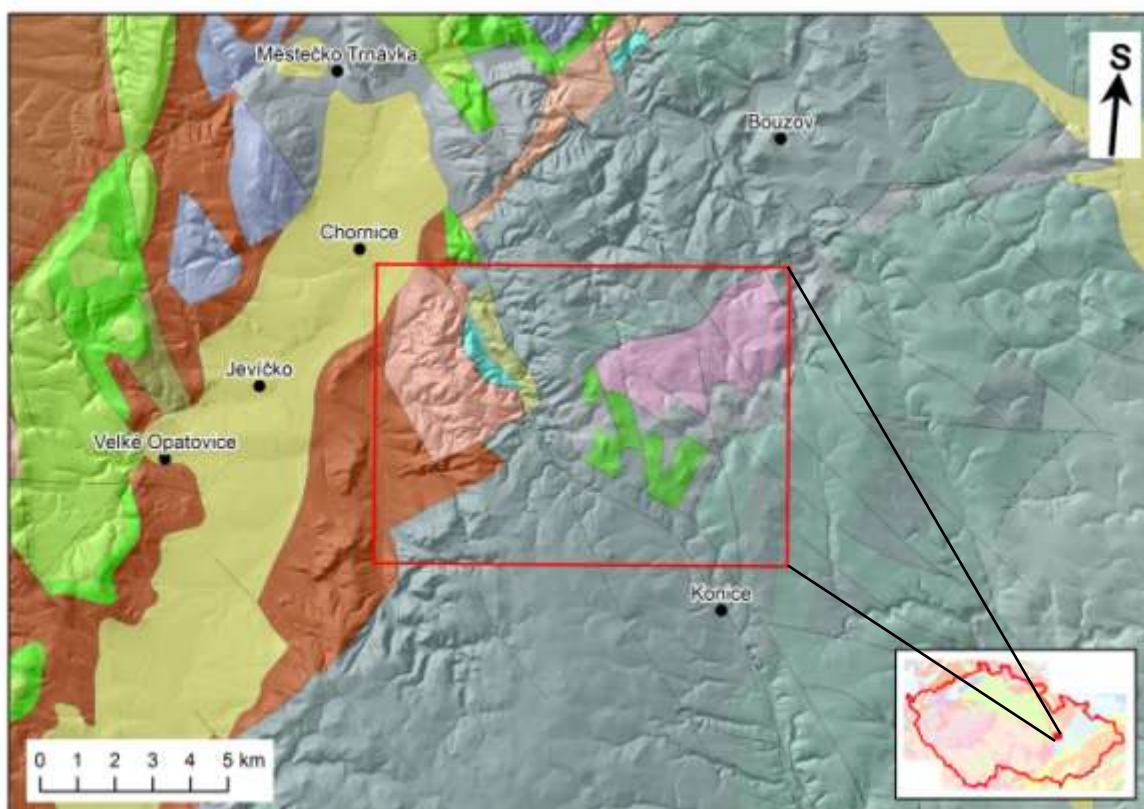
Obr. 1.1 Vymezení území na podkladu Základní mapy ČR, měřítko 1 : 200 000 (ČÚZK).

1.1 Geologie

V rámci menšího měřítka lze zájmové území charakterizovat jako styčnou oblast hned několika základních regionálních jednotek. Studovaný areál lze zasadit do moravskoslezské oblasti, která se v rámci zonální stavby variscid přiřazuje k renohercynské zóně. V rozsahu moravoslezika je pak území situováno v tzv. moravskoslezském zlomovém pásmu (Cháb et al., 2008). Jedná se o složitý systém násunů v suturní

oblasti lugodanubika a brunovistulika, jejichž šikmá kolize určila specifický způsob zformování variského akrečního klínu. Největší součástí zájmového území představují drahanský a bouzovský kulm, nectavské krystalinikum, konicko-mladečský devon, kladecké krystalinikum a na území v západní části také zasahují permokarbonské uloženiny boskovické brázdy. Menší výskyty krystalinika v okolí zájmové oblasti náleží rovněž svinovsko-vranovskému či zábřežskému krystaliniku. Z pokryvných útvarů je širší okolí charakterizováno také poorlickým permem, mohelnickými sedimenty malonínské hrásti či cenomanskými až turonskými sedimenty české křídové pánve (obr. 1.2).

V západní části se nachází nejstarší horniny území – nectavské krystalinikum. Jedná se o složitou tektonickou kru vyzdviženou podél hranice, která souhlasí s nectavsko-konickým systémem zlomů, jenž zároveň tvoří západní omezení bouzovského kulmu. Nectavský blok tvoří předdevonský podklad spolu s krystalinikem kladeckým, na kterém je nasunut bouzovský kulm a který je považován za brunovistulický relik. Na severovýchodě je zlomově vymezen vojtěchovskou poruchou, která zároveň rozděluje konicko-mladečský pruh (KMP) na dva zcela odlišné celky. KMP je ve studovaném areálu tvořen horninami drahanského vývoje, který je podle Bábka et al. (2006) nasunut na přechodní vývoj devonu a jeho brunovistulický podklad podél k jihu mírně ukloněné násunové linie směru Z–V.



Obr. 1.2 Geologická mapa zájmové oblasti a širšího okolí v měřítku 1 : 200 000 na podkladu digitálního modelu 4. generace (ČÚZK).

1.1.1 Litostratigrafické členění

Horninové formace, které mají z hlediska rozlohy marginální postavení a nejsou podstatné z hlediska řešené problematiky, nebyly blíže litologicky charakterizovány. Jedná se především o druhohorní formace, které do studovaného areálu téměř nezasahují, ačkoliv jsou jejich vazby týkající se tektoniky řešené oblasti zcela zřejmé. Podstatnou úlohu z hlediska geologické stavby širší oblasti představují rovněž kenozoické sedimenty. Jejich litostratigrafická charakteristika je však vzhledem k jejich celkové rozloze ve studovaném území velmi stručná. Ze stejných důvodů není v textu charakterizována řada dílčích facií jednotlivých stratigrafických formací.

Předdevonské formace

Nectavské krystalinikum zabírá západní část studované oblasti. Spolu se svinovsko-vranovským krystalinikem je považováno za prostorově oddělenou jednotku moravika (Cháb, 1958, Hanžl, 1994b). Paraautochtonní část, která je ve svratecké klenbě moravika zastoupena svrchnoproterozoickými granitoidy a jejich devonským sedimentárním obalem, v nectavském krystaliniku představuje pouze tento plošně málo zastoupený obal složený z lavicovitých až masivních vilémovických vápenců (Otava in Müller et al., 2000). Alochton je pak tvořen spodní litotektonickou jednotkou, jež je v dyjské a svratecké klenbě známá také pod názvem vnitřní fylity (Suess, 1903). Skládá se ze slabě a až středně silně metamorfovaných siliciklastických, převážně prachovito-jílovitých sedimentů a mramorů. Přes ní je přesunut vrchní díl alochtonu tvořený středně zrnitými dvojslídnyými ortorulami, které jsou plošně nejrozsáhlejší. Jsou považovány za ekvivalent ortorul bítešských (Hanžl, 1994a). Jejich přímé podloží tvoří v podstatě souvislá deska jemnozrnných grafitických krystalických vápenců, které vystupují v chornickém velkolomu. V nadloží ortorul leží v reliktech dvojslídne fylity až svory s granátem a drobnými vložkami krystalických vápenců a amfibolitů (Otava in Müller et al., 2000).

Kladecké krystalinikum zasahuje do studovaného území ve východní části. Podle Hanžla (1995) se jedná o předdevonsky retrográdně metamorfované ortoruly. V jeho tělese však dle Otavy in Müller et al. (2000) převládají jemnozrnné dvojslídne fylity a fylonity, místy s granátem a v reliktech s přeměněným cordieritem. Tato šupina bývá také někdy označována jako tzv. kladecké fylity (Chlupáč et al., 2011) a je řazena k brunovistuliku. Převažující tektonické směry jsou zvýrazněny častými křemennými žilami.

Devon

Nejstaršími sedimenty v území jsou spodnodevonská bazální klastika. Jedná se o šedé drobnozrnné až hrubozrnné křemenné slepence. Jejich relikty se nacházejí j. od Kladek a v metamorfované formě též v. od Ludmírova. Během mořské transgrese v emsu se lokálně vytvořily šedé, většinou vápnité jemnozrnné až středně zrnité pískovce, mocné do 15 m (Otava in Müller et al., 2000). Sedimentace poté pokračovala v rámci stínavsko-chabičovského souvrství střídáním tmavých břidlic, prachovců a jemnozrnných pískovců s polohami vápnitých hrubozrnných pískovců. Jižně od Kladek v blízkosti Bělé jsou však rozšířeny také černošedé vápnité břidlice s polohami jílovitých vápenců. V emsu začíná také bazický vulkanismus, který je v konicko-mladečském devonu reprezentován metabazity a jejich tufy. Jeho maximum je ve středním devonu, ale přetrvává až do rozhraní turnai-visé. Během eifelu až frasnú však měla převahu v rámci studovaného území vápencová sedimentace macošského souvrství. Od spodního eifelu se v jihovýchodním okolí Ludmírova ukládaly světlešedé masivní vilémovické vápence, které v části nectavského údolí tvoří již zmíněný paraautochton nectavského krystalinika (Otava in Müller et al., 2000).

Oblast maximálního rozšíření metavulkanitů od Jesence až po Nectavu je charakteristická čočkovitými polohami většinou tmavě zbarvených, místy tufitických, jeseneckých vápenců. Stratigraficky je lze vymezit od spodního devonu až k hranici devon–karbon (Otava in Müller et al., 2000).

Karbon

Ve spodním visé postupuje variská flyšová fronta přes konicko-mladečskou elevaci a začíná se rozšiřovat směrem na východ. Zatímco v drahanském kulmu je protivanovské souvrství vyvinuto převážně ve facii drob nebo lokálně slepenců, podél konicko-mladečské elevace převažuje střídání tmavě zbarvených břidlic, prachovců a jemnozrnných drob s gradačním zvrstvením (Otava in Müller et al., 2000). Tento vývoj lokálně obsahuje mocnější polohy drob s jednou dosud zjištěnou vložkou petromiktních slepenců. Mocnost protivanovského souvrství v maximu přesahuje 3 000 m.

Ve středním visé pokračuje sedimentace souvrstvím roztáňským, v němž opět převládá gradačně zvrstvené střídání břidlic, prachovců a drob s podřízenými, až několik set metrů mocnými polohami drob a vzácně i petromiktních slepenců (jihovýchodní okraj území). Maximální mocnost souvrství přesahuje 2 000 m (Otava in Müller et al., 2000).

Perm

V zájmovém areálu se sedimenty permokarbonského stáří objevují v západní části v rámci boskovické brázdy, resp. v jejím severním výběžku zvaném Malá Haná. Usazeniny boskovické brázdy tvoří výplň příkopové struktury v mocnosti až přes 2 500 m a jsou převážně tvořeny petromiktními rokytenskými slepenci. Jejich valounové složení víceméně odpovídá lokálním zdrojovým horninám, tj. drobám, nectavským rulám, fylitům a karbonátům (Otava in Müller et al., 2000).

Miocén–holocén

V severozápadní části území lze zaznamenat menší výskyty spodnobádenských mořských sedimentů ve facii vápnatých jílu, tzv. téglů, které v centrálních částech deprese Malé Hané přesahují mocnosti 200 m. Vystupují zpod kvartérních sprašových pokryvů, které dominují západnímu okraji zájmového areálu a místy tvoří až 15 m mocné závěje (Otava in Müller et al., 2000).

Prakticky na celém území lze v pramenných a na horních částech toků identifikovat deluviální sedimenty. Mají charakter hlinitokamenitých sedimentů s proměnlivou velikostí klastu a obsahují také bloky podložních hornin. Na dnech periodicky protékaných depresí se vyskytují deluviofluviální hlinité písky a písčité hlíny. Fluviální písčité až písčitojílovité hlíny a hlinité písky vytvářejí svrchní část výplně údolních niv vodních toků Jevíčky, Nectavy, Špraňku a dalších (Kadlec, 1994).

1.1.2 Tektonika a přehled jejích výzkumů

S novějšími výzkumy v oblasti zájmového území, konkrétně nectavského krystalinika, začal v 50. letech Cháb (1958). Geologické schéma podle jeho výsledků bylo později publikováno Svobodou et al. (1964). Konicko-mladečským devonem a jižní částí nectavského krystalinika se zabývaly výzkumy Chlupáče a Svobody (1963). Tektonikou konicko-mladečského devonu a geologickou stavbou Dražanské vrchoviny se zabýval také Kettner (1965, 1966). Další práce v oblasti pokračovaly v rámci geologického mapování započatého v roce 1992 (Otava, 1993) a dalších výzkumů s ním souvisejícími (Hanžl, 1994; Hanžl, 1995a; Hanžl, 1995b). Byly publikovány také průběžné zprávy týkající se mapování kladeckého a nectavského krystalinika (Hanžl, 1995a, 1995b). Ivan (1996) se zabýval morfotektonikou prostoru mezi čelní karpatskou předhlubní a českou křídovou

pánví. Konický devon a karbon zkoumali Střelcová et al. (1996) prostřednictvím odraznosti vitrinitu, z níž usuzovali na tepelnou historii, zdvih a erozi v tomto území. Franců et al. (2002) pak na základě odrazivosti vitrinitu vytvořili tepelný model v rámci celého drahanského kulmu. Strukturně geologické měření konicko-mladečského devonu provedl Bábek (1992) a dále se spolu s dalšími autory zabýval jeho stavbou prostřednictvím strukturního studia i podrobného rozlišování mikrofaciálního vývoje a jeho disjunkcí (Bábek et al., 1994; Bábek a Janoška, 1997; Bábek et al., 2006). Crha (1989) shrnul výsledky ložiskového průzkumu v rámci konicko-mladečského devonu. Tektonikou střední části Drahanské vrchoviny se pak zabývali Chadima a Melichar (1998). Melichar (1999) se zde zabýval rovněž tektonikou boskovické brázdy, kterou zkoumal také Malý (1959), Čepěk (1946), Jaroš (1963) či Pešek et al. (2001).

Moravskoslezské zlomové pásmo je velmi heterogenní strukturou ve východní části Českého masivu. Jedná se o asi 300 km dlouhý pás příkrovů metamorfovaných hornin, který vytváří západní hranici moravskoslezské oblasti (Mísař et al., 1983; Cháb et al., 2006). Jižní části této zóny dominují tektonická polookna dyjské a svratecké klenby, zatímco severní úsek zahrnuje metamorfované horniny silezika v Hrubém Jeseníku. Právě mezi těmito doménami se nachází zájmová oblast této práce.

Tektonický vývoj zdejší oblasti probíhal ve více etapách od prekambria do kenozoika. Hlavní etapa vývoje krystalinických komplexů, tedy nectavského krystalinika nebo severněji ležícího svinovsko-vranovského krystalinika, proběhla na rozhraní svrchního proterozoika a spodního paleozoika. Do prekambria jsou kladeny horniny kladeckého krystalinika a taky větší část krystalinika zábřežského (Otava in Müller et al., 2000). Během kadomské orogene při s. okraji Gondwany se tyto relativně samostatné bloky vzájemně srážely a ovlivňovaly a jejich geologický vývoj byl završen variskou orogenezí. Šikmá kolize brunovistulika s moldanubickými a morávními jednotkami zapříčinila vznik a formování variského akrečního klínu (Bábek et al., 2006). Došlo tak k vyvrásnění předflyšových a flyšových sedimentů devonského a karbonského stáří, tedy ke vzniku konicko-mladečského devonu a bouzovského a drahanského kulmu. V závěrečných fázích variské tektogeneze došlo k uvolnění napětí a tenznímu vzniku asymetrické struktury boskovické brázdy, na kterou v severním směru navazuje orlická pánev. Výraznými strukturními prvky částí paleozoických sedimentů jsou horninové pruhy zvrásněné a dislokované do s.–j. směru a směru SV–JZ (Otava in Müller et al., 2000). Asi nejvýraznějším strukturním prvkem je však systém sz.–jv. orientovaných zlomů nectavsko-

konického systému, které je podle Dvořáka (1987) přímým pokračováním labského lineamentu, variského a později zmlazeného zlomového pásma. Je na něm vytvořeno páteřní údolí zájmového území – nectavské údolí. Stejněho směru je i druhá nejvýznamnější porucha zájmového území – vojtěchovská dislokace, která rozděluje konicko-mladečský devon na dvě zcela rozdílné části. V sv. části vesměs vystupuje devon vývoje analogického s vývojem devonu Moravského krasu. Devon vystupující jz. od vojtěchovského zlomu je charakteristický vývojem přechodním a drahanským (Chlupáč a Svoboda, 1963). Sudetský směr rovněž predisponoval také rozšíření křídových sedimentů a miocenní záplavy v širší oblasti v období mezozoika a kenozoika (Otava in Müller et al., 2000).

Směr zlomů SZ–JV je významný také ze seizmotektonického hlediska a prakticky zde ohraničuje jihozápadní okraj seizmicky aktivní sv. části Českého masivu (Skácelová, 1997). Hypocentra zemětřesení jsou lokalizována především na styk zlomů nectavsko-konického systému se zlomy východního okraje boskovické brázdy (Skácelová et al., 1999). Nejvyšší zemětřesná magnituda lokalizovaná v této oblasti dosahují hodnoty M 2 (Pospíšil et al., 2013), některé zdroje uvádějí hodnoty vyšší než M 3 (databáze USGS pro období 1977 to 2013).

1.2 Geomorfologické členění

Z morfostrukturního hlediska má území v širším okolí rysy převážně vrchovinných až pahorkatinných blokových fundamentárních hrástí, které jsou v západní části zlomově omezeny blokovými příkopy s permokarbonskou výplní (Demek a Slavík, 2009).

Zájmové území je styčným areálem celkem tří geomorfologických celků, které reprezentují dvě odlišné geomorfologické soustavy (Balatka a Kalvoda, 2006). Krkonoško-jesenická soustava (resp. Jesenická podsoustava) je reprezentována geomorfologickým celkem Zábřežskou vrchovinou, přesněji podcelkem Bouzovskou vrchovinou. Zbylé dva celky, Boskovická brázda a Drahanská vrchovina, náleží Brněnské vrchovině, jež je podsoustavou Česko-moravské soustavy. Boskovickou brázdu v této oblasti utváří podcelek Malá Haná, která do zájmového území zasahuje v severozápadní části jen okrajově. Drahanskou vrchovinu zde představuje její typický a nejrozlehlejší podcelek – Konická vrchovina (Bína a Demek, 2012). Osu zájmového území vytváří nectavsko-konický zlom, který odděluje Konickou vrchovinu na západě od Bouzovské vrchoviny v převážné, východní části území.

Štěpánovská planina je na své celé rozloze charakteristická prostornými náhorními plošinami, ale v rámci zájmového území reprezentuje Konickou vrchovinu spíše velmi členitým reliéfem, který je silně prořezán vodními toky. Tento morfologický charakter úzce souvisí především s blízkostí nectavsko-konického zlomu, který predisponuje údolí Nectavy a jeho erozní bázi (Demek et al., 2006).

Ludmírovská vrchovina je okrskem vrchoviny Bouzovské a je charakteristická plochými a rozevřenými údolními, které se postupně zahlubují. V rozvodních polohách se uchovali zbytky holoroviny, z nichž jen mírně vystupují strukturní hřbety. Významným geomorfologickým atributem Ludmírovské vrchoviny je také zdejší krasový fenomén, který představuje druhou nejvýznamnější krasovou oblast Moravy (Bína a Demek, 2012).

2 STUDIUM MORFOSTRUKTUR VE VYMEZENÉM ÚZEMÍ

V rámci této práce byly propojeny některé metody morfostrukturní analýzy s analýzou geofyzikálních dat. Spojení obou přístupů přináší při morfostrukturním studiu zřejmé výhody (Hartvich, 2011; Štěpánčíková et al., 2011; Roštínský et al., 2013). V posledních letech se navíc objevily další možnosti, jak se pokusit výsledky takto zaměřených výzkumů verifikovat. Jedná se o možnosti měření pohybových tendencí zemské kůry prostřednictvím GNSS sítí, které se pro tento účel začaly v České republice budovat začátkem 90. let. Tato kapitola poskytuje stručné teoretické pozadí studia geologické stavby zájmového území v rámci této práce.

2.1 Morfostrukturní analýza

Pojem morfostruktura uvedl do literatury již I. P. Gerasimov v roce 1946. Jedná se o element georeliéfu, který vzniká vzájemnou činností endogenních a exogenních faktorů, přičemž zde sehrávají zcela zásadní roli činitelé endogenní (podle Gerasimova, 1946 in Lacika, Urbánek, 1998). Demek (1987) pak morfostrukturu označuje za strukturně geologický základ, který zahrnuje horniny a vlivy starší tektoniky, jako jsou např. uložení hornin a fyzikální či chemické vlastnosti. Na tomto základě pak vlivem neotektoniky a exogenních pochodů vzniká georeliéf. Morfostruktury se také běžně rozlišují na pasivní a aktivní. Pasivní morfostruktury jsou určeny především úložnými poměry hornin, jejich litologickým rázem a jsou k nim počítány také tvary vytvořené starší tektonikou (Demek, 1987). Naproti tomu aktivní morfostruktury jsou reprezentovány vulkanismem a tvary vzniklými aktivními, geologicky mladými pohyby v zemské kůře, tedy tzv. neotektonickou činností. Pojem neotektonika však představuje relativně nejednotně užívaný termín, jelikož se mnohdy vedou spory o časovou hranici, od které již hovoříme o mladých pohybech.

Morfostrukturní analýza reliéfu (dále MAR) bývá označována za soubor pracovních metod strukturní geomorfologie. V souvislosti s nástupem a intenzivním využíváním digitálních technologií a automatizovaných systémů v MAR se začaly tyto metody také přiřazovat k tzv. digitální tektonické geomorfologii (Jordan, 2003). Cílem morfostrukturní analýzy je objasnění vazby mezi reliéfem a geologickou stavbou litosféry (Demek, 1987). Je proto důležitým nástrojem pro stanovení geneze, vývoje, transformace a

stáří určitých částí reliéfu. Často bývá jejím hlavním předmětem rozpoznání mladé kvartérní tektoniky, přičemž v takovém případě bývá morfostrukturní analýza označována za morfotektonickou analýzu (Jelínek, 2014). Morfostrukturní studium může být motivováno také čistě praktickými důvody jako je hledání nerostných surovin, vytipování míst pro úložiště radioaktivního odpadu či jiné stavby s předpokladem stabilního podloží, studium hazardů nebo stanovování seizmického rizika.

MAR zahrnuje velké množství různých přístupů a konkrétních metod. Tyto metody rozděluje Lacika (1986) na metody geomorfologické a negeomorfologické, přičemž metody geomorfologické zkoumají morfostruktury cestou od georeliéfu ke struktuře, zatímco studium směrem od struktury ke georeliéfu je doménou metod negeomorfologických. Podle tohoto přístupu mezi metody první skupiny patří např. analýzy svahů a svahových procesů, analýzy tvaru a průběhu údolní sítě, analýzy morfostratigrafických úrovní (říční terasy, jeskynní úrovně, zarovnané povrchy, atd.) či morfometrické metody (Pánek, 2004). Metody negeomorfologické jsou např. méně časté hydrologické či hydrogeologické metody nebo častější geologické metody. Ty zahrnují strukturní analýzu, tedy měření a vyhodnocování strukturních prvků, analýzu zlomové či puklinové tektoniky apod. Geofyzikální a geodetické metody, které bývají geomorfology k metodám MAR také řazeny, jsou v rámci této práce považovány za samostatné přístupy.

2.2 Geofyzikální analýza

Jeden z nejproblematictějších aspektů geofyzikálních metod v obecné rovině je nejednoznačnost řešení inverzních úloh v interpretační fázi. Velmi ucelený a komplexní přehled o inverzních problémech v geofyzice podává např. Cassinis (1981), Menke (2012) či Sen a Stofa (2013). Tento problém lze částečně eliminovat užitím většího počtu geofyzikálních metod, které ovšem nemohou vyřešit tento problém zcela.

Ve spojení s morfostrukturní analýzou se nejčastěji uplatňuje gravimetrie, magnetika a reflexní seismika. Ve větších měřících pak mohou být při určování morfostrukturních vztahů užitečné geoelektrické metody (Hartvich, 2004; Hartvich et al., 2011; Štěpánčíková et al., 2011).

Existují dva základní přístupy k interpretaci geofyzikálních dat – kvalitativní a kvantitativní analýza (Khesin et al., 2013). Podstatou kvalitativní analýzy je rozlišování relativních změn v záznamu měřených fyzikálních vlastností, které indikují materiálové či strukturní nehomogenity v proměřovaném geologickém prostředí. Lokalizace a

vyčleňování určitých geologických struktur s určitou logickou koncepcí a účelem je příkladem kvalitativní analýzy. Vyčíslení fyzikálních parametrů a vlastností (např. hloubka, hustota, pórovitost) jednotlivých zkoumaných struktur vyhodnocených na základě měřené odezvy jednotlivých geofyzikálních polí je pak doménou analýzy kvantitativní. Jinak řečeno, zatímco kvalitativní analýzou jsme schopni vylíčit jednotlivé geologické struktury, pomocí kvantitativní analýzy jim můžeme přiřadit číselné parametry, vypovídající o jejich fyzikálních vlastnostech. Řešení těchto problémů je navzájem úzce propojeno a je založeno na koncepčním modelu interpretátora.

Z geofyzikálních dat je možné získat množství informací o geologické struktuře. Tyto metody lze podle Pospíšila (1990) rozdělit na přímé a nepřímé. Mezi přímé lze řadit seizmické reflexní profily, které např. umožňují identifikovat strukturu transkurentních zón, násunové plochy, zdvihy či poklesové struktury. U většiny geofyzikálních metod však můžeme na charakter a typ tektonického rozhraní usuzovat pouze nepřímo na základě změny hloubky nebo zvětšení mocnosti vrstev, náhlých změn ve vyjádření průběhu určitého geofyzikálního pole nebo náhlé ztrátě korelace mezi jednotlivými geofyzikálními poli.

Významnou možností studia zlomového porušení a určování napjatostních poměrů v seizmotektonických oblastech je rovněž určování tzv. fokálních mechanismů (Havíř, 2011), které jsou určovány prostřednictvím registrace charakteru polarity prvních nasazení seizmických vln. Řešení ohniskových mechanismů umožňuje určit směr a charakter pohybu na zlomu.

V této práci byla v rámci analýzy tíhových dat aplikována Linnserova metoda pro interpretaci tektoniky. Jedná se o metodu, která se využívá pro nalezení hustotních kontaktů. Princip metody spočívá podle Mareše et al. (1990) v porovnávání teoretické křivky tíhového účinku modelu vertikálního stupně s křivkou naměřených tíhových anomálií. Teoretická křivka je vypočtena pro model vertikálního stupně s amplitudou Δh pro diferenční hustotu $\Delta\rho$ v určité hloubce h . Maximální tíhový účinek stupně $\Delta g_{max} = 0,419 \cdot \Delta\rho \cdot \Delta h = 419E \approx 420E$. E je tzv. *efekt* a reprezentuje součin hustoty $\Delta\rho$ a amplitudy stupně Δh . Pro použitý model stupně $\Delta\rho = 1 \text{ g.cm}^{-3}$ a $\Delta h = 1 \text{ km}$ je $E = 1 \text{ km.g.cm}^{-3}$. Efekt E lze stanovit proložení teoretické křivky hodnotami anomálií tíhového profilu metodou nejmenších čtverců. Kromě *efektu* E je zapotřebí určit *stupeň koincidence* $C = (A_1 - A_2)/A_1$, kde A_1 je celková plocha mezi horizontálou vedenou anomální hodnotou výpočetního bodu a anomální křivkou Δg ; A_2 je úhrnná plocha mezi

teoretickou křivkou a anomální křivkou při jejich porovnávání – koincidenci. Součin parametru E a C (EC) je pak ukazatelem významnosti každého hustotního kontaktu, který byl pro navolené parametry modelu spočítán.

2.3 Geodynamický monitoring pomocí GNSS

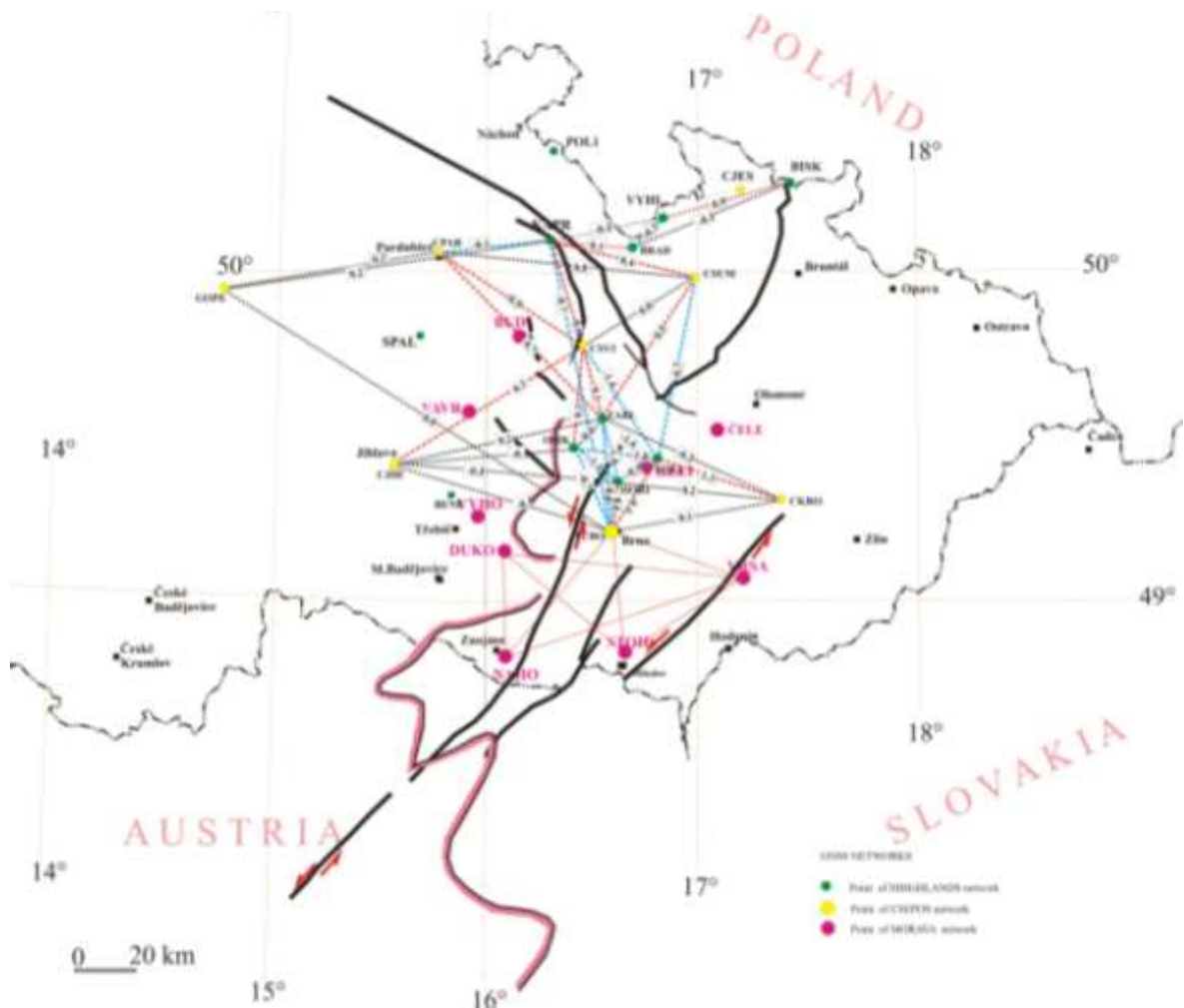
Prudký rozvoj GNSS (globální navigační satelitní systémy) technologií v 80. letech umožnil vznik nejrůznějších aplikací těchto metod i mimo geodézii. Příkladem mohou být měření využívající GNSS signál pro získávání meteorologických dat či přesné dálkové řízení stavebních a zemědělských strojů. Jednou z dalších možností aplikace technologií GNSS je i výzkum zemské kůry. Prostřednictvím dlouhodobého sledování změn polohy pevně ustanovených bodů, které jsou vhodně rozmístěné z hlediska geotektoniky, lze získat odhady rychlostí a tendencí těchto posunů. Tyto změny představují v některých případech určité seizmotektonické či geodynamické riziko, se kterým je třeba počítat především při plánování náročných inženýrských projektů typu výstavby přehrad či úložišť radioaktivních odpadů (Švábenský, 2016).

2.3.1 Geodynamické sítě na území Moravy a jejího okolí

Na území Moravy jsou nebo do něj zasahují geodynamické sítě dvou základních typů, jedná se o sítě epochové a permanentní. V rámci epochových sítí jsou jednotlivá zaměřování realizována v určitých časových intervalech, tzv. epochách. K epochovým sítím patří sítě ŠNĚŽNÍK, MORAVA, VÝCHODNÍ SUDETY, VYSOČINA, TETČICE a ZNOJMO. Z permanentních sítí, které měří svou polohu kontinuálně a které lze využít pro účely geodynamického výzkumu, zasahují na území Moravy a jejího okolí sítě CZEPOS, EPN, VESOG a GEONAS či soukromé sítě TOPNet a VRS NOW Czech (Švábenský, 2016). Další a některé již ve jmenovaných sítích obsažené body jsou zároveň součástí základní geodynamické sítě ČR (ZGS, někdy také GEODYN). Tyto geodynamické body jsou v převážné většině tvořeny body hloubkových stabilizací základního výškového bodového pole, tj. body, které byly zaměřovány metodou velmi přesné nivelace. Zároveň byly připojeny na základní gravimetrickou síť (S Gr 95), což v konečném důsledku znamená, že ZGS v současné době spojuje polohové, výškové a tíhové sítě do jedné integrované sítě (Weigel, 2007).

Geodynamické sítě začaly na území Moravy vznikat od roku 1992 (Švábenský et al., 2012). Jako první vznikla v česko-polské spolupráci institucí AR Wroclaw a VUT Brno Lokální geodynamická síť SNĚŽNÍK (LGSS). Byla navržena jako experimentální geodynamická síť pro testování satelitních a terestrických metod za účelem výzkumu tektoniky masivu Kralického Sněžníku. Od roku 1992 je měřena každoročně česká část a v letech 1992, 1993 a 2003 byla zaměřena kompletně (česká i polská strana). V české části této sítě je 11 bodů a jeden bod navazující. V roce 1994 bylo zahájeno měření v rámci prvního velkého geodynamického projektu – sítě MORAVA. O dva roky později následovalo iniciativou Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR založení sítě VÝCHODNÍ SUDETY (Schenk, 2010). Jedná se o 12 bodů rozmístěných na území rozprostírající se od Orlických hor až k Ostravě. Účelem zřízení byl výzkum aktivity tektonických zlomů na severovýchodním okraji Českého masivu. V období let 1997–2004 byla síť měřena v ročních kampaních, později v delších nepravidelných intervalech. V roce 1996 byl také spuštěn provoz permanentní stanice BISK a byly zřízeny další sítě (Švábenský, 2016). Následující aktivitou AV ČR vznikla v roce 2005 síť VYSOČINA za účelem geodynamického monitoringu východního okraje Českého masivu. V prostoru kolem Boskovické brázdy tak bylo stabilizováno 7 nových bodů, které byly v období let 2005–2007 měřeny v ročních kampaních a později v nepravidelných časových rozestupech. V roce 2005 byl také spuštěn provoz celostátní GNSS permanentní sítě CZEPOS, jejíž některé stanice se nacházejí na území Moravy (obr. 2.1). V roce 2009 vybudoval Ústav geodézie VUT v Brně sítě TETČICE a ZNOJMO. Jejich vznik byl motivován monitoringem pohybů na zlomech diendorf-čebínského zlomového systému (Roštínský et al., 2013). Doposud byly v období let 2009–2013 realizovány na obou sítích 3 měřicí kampaně.

Jmenované geodynamické sítě jsou důležitým nástrojem pro tvorbu a verifikaci stále doplňovaných a zpřesňujících se kinematických modelů litosféry sestavených v rámci území Českého masivu (Pospíšil et al., 2013; Pospíšil a Švábenský, 2014) a Vnějších Západních karpát (Hefty et al., 2010; Pospíšil et al., 2014).



Obr. 2.1 Body některých geodynamických sítí zmíněných v textu (Pospíšil et al., 2014).

2.3.2 Geodynamická síť MORAVA

GNSS síť MORAVA, jejíž poslední výsledky z měření jsou k dispozici pro hodnocení, byla založena v roce 1994 společnou iniciativou VŠB Ostrava a ČVUT Praha jako jeden z prvních projektů geodynamických sítí v ČR (Foldyna et al., 1997). Jejím cílem bylo určení horizontálních pohybů na styku Českého masívu a Karpatské soustavy. Tvoří ji 19 bodů, přičemž většina z nich je stabilizována přímo na skalních výchozech, dva body jsou stabilizovány na pažnicích hloubkových vrtů (Švábenský a Pospíšil, 2014).

GNSS kampaně v rámci původního projektu byly realizovány v období let 1994–1996. Nultá kampaň proběhla v prosinci roku 1994, přičemž bylo zaměřeno prvních 8 bodů sítě, změřeny byly i body TUBO a MOPI (Švábenský a Pospíšil, 2014). Vyhodnoceno však bylo pouze 7 bodů. První kompletní kampaň byla zrealizována na podzim roku 1995 se třemi po sobě následujícími desetihodinovými nočními observacemi.

Bylo zaměřeno všech 19 bodů sítě, početně zpracováno jich bylo 18. Druhá kampaň proběhla v červnu 1996 v době mezinárodní evropské kampaně EXTENDED SAGET. Zaměřeno bylo opět všech 19 bodů, publikovaná zpráva však zahrnovala pouze 10 bodů sítě (Foldyna et al., 1997).

Kvůli nedostatku financí se v dalších měřících kampaních nepokračovalo až do roku 2010, kdy Ústav geodézie VUT v Brně realizoval nová měření v jihovýchodní části sítě MORAVA (Švábenský a Pospíšil, 2014). Bylo přeměřeno 5 bodů na jižní Moravě (body DUKO, NAHO, STOH, VRSA a TUBO). Na všech těchto bodech bylo možné jednoznačně identifikovat původní stabilizační znaky. V roce 2013 se podařilo přeměřit dalších 7 bodů ve střední a severní části sítě (body BUDI, HELI, VAVR, CELE, SVIN, SLAV a TUBO), v roce 2014 pak 7 bodů na východní a severní Moravě a na Slovensku (BUDI, KOBR, MANA, RASO, VRSA, ZLIE a TUBO).

Na základě dosavadních měření byl zkonstruován pilotní kinematický model pro území Moravy (Pospíšil et al., 2013), který se průběžně doplňuje novými měřeními. Podle Švábenského a Pospíšila (2014) doposud získané výsledky ukazují, že se oblast mezi Králickým Sněžníkem a dyjským masívem na jihu jeví jako pasivní blok, na který ze západu tlačí moldanubikum, přičemž oblast flyšových Karpat má tendence pohybu směrem k SV. Tyto závěry jsou založeny na 10 až 15leté periodě opakovaných měření. Od následujících let se očekává zvyšování spolehlivosti těchto předběžných výsledků a další zahušťování sítě proměřovaných bodů.

3 METODY

V rámci předkládané práce jsou morfostruktury studovány především prostřednictvím metod negeomorfologických. V první části práce byla zaměřena pozornost převážně na strukturní analýzu. Měření strukturních prvků v zájmovém území zahrnovalo především měření křehké tektoniky, konkrétně orientace puklin a zlomů a určování jejich dalších charakteristik. Dále byly měřena foliace, vrstevnatost a strukturní prvky vrás malého měřítká, především osní kliváže, orientace *b*-os a lineace protažení (3.1).

Studium křehké tektoniky zahrnovalo kromě měření jejich orientace a sklonu také určování tří základních parametrů. Jednalo se o charakter jejich ploch, hustotu vzhledem k délkové jednotce (počet puklin na metr) a jejich průběžnost. Zároveň se vedly další poznámky k určitým puklinovým systémům zahrnující doplňující informace o typu pukliny (střížné, tahové), strukturách na jejich povrchu (pérovitá kresba, rozdrípení, atd.) či o relativním stáří puklin, které bylo určováno podle vzájemné průběžnosti. Na základě kinematických indikátorů byly rozpoznávány a proměřovány zlomy, včetně parametrů potřebných pro paleonapjatostní analýzu. V dokumentačním deníku se dále vedly poznámky o převážně křehkých střížných zónách.

Na tyto rozbory navázala druhá část morfostrukturní analýzy – analýza morfolineamentů. Jejím cílem bylo identifikovat pokud možno co největší množství lineární forem v reliéfu, které by měly výpovědní hodnotu o geologické struktuře. Detekce morfolineamentů byla prováděna prostřednictvím jejich zakreslování v prostředí geografického informačního systému (GIS), konkrétně v softwaru ArcGIS 10.2. Podkladem pro tuto analýzu byl digitální model reliéfu ČR 4. generace (DMR4G), který představuje podrobný digitální model reliéfu (DMR) v rozlišení 5×5 m (ČÚZK). Pro analýzu byly využity deriváty DMR vytvořené v GIS, zejména stínované zobrazení reliéfu v různých směrech osvitů, výškový model, sklonitostní rastr a další. Tento podrobný model umožnil detailní studium morfostruktur, přičemž identifikace morfolineamentů byla prováděna v měřítku 1 : 10 000. Následně byla provedena směrová analýza morfolineamentů a drenážní sítě automaticky vygenerované z DMR.

Poslední metodologický přístup v této práci spočíval v analýze geofyzikálních dat, konkrétně magnetických a gravimetrických dat. Jejich zpracování a následné analýzy anomálních geofyzikálních polí se však uskutečňovaly také v širším okolí zájmové oblasti, což plyne z charakteru analýz a jejich účelu. V obou polích jsou identifikovány hlavní

anomální tělesa, jsou popsány jejich zdroje a zvýrazněny hlavní projevy geologické struktury v geofyzikálním poli, které se v něm vyjadřují hlavně rychlými změnami lineárního charakteru. V rámci analýzy tíhových dat je navíc aplikována Linsserova metoda pro identifikaci hustotních rozhraní (Linsser, 1967), která je popsána výše.

Vzhledem k provedeným analýzám je zapotřebí také stručně popsat charakter zpracovávaných dat, k čemuž nebude ve výsledkové části prostor.

Při analýze magnetického pole byly k dispozici dva soubory dat. Prvním jsou izolinie magnetického anomálního pole v kroku 25 nT. Jednalo se o již zpracovaná data z leteckého mapování v měřítku 1 : 50 000 (Šalanský et al. – Geofyzika Brno). Druhým souborem byl rastr v relativní barevné škále bez informace o absolutních hodnotách jednotlivých buněk v rozlišení 100 × 100 m. Data pocházela z leteckého mapování v měřítku 1 : 25 000 (Dědáček et al. – Geofyzika Brno).

V rámci analýzy tíhového pole byla k dispozici bodová data úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) vypočtených z gravimetrických měření v měřítku 1 : 50 000 s průměrnou hustotou 0,2 bodu na km², konkrétně 4 mapové listy (v listokladu Gaussova zobrazení) *M-33-82 C,D* a *M-33-94 A,B*. V areálu omezeném těmito mapovými listy, který zabírá asi 1 342 km², byla k dispozici rovněž data ÚBA vyhodnocených z detailních gravimetrických měření v měřících 1 : 25 000 s průměrnou hustotou asi 5 bodů na km². Jednalo se o listy *M-33-94 Bb,d* a *M-33-82 Da,b* a také část listu *c*. Takto detailně proměřené území však zabírá pouze asi 400 km², čili necelou třetinu širší studované oblasti, jež je vymezená čtyřmi mapovými listy v měřítku 1 : 50 000. Na zájmovém území, které je vymezeno v rámci této práce, pak toto podrobné měření tvoří pouze část 18 % (16 km²).



Obr. 3.1 Některé příklady měřených strukturních prvků a morfologických aspektů, kterým byla v terénu věnována pozornost: a. pukliny osní kliváže, b. akreční stupně na zlomové ploše (na obrázku se subhorizontálně ukloněnými striacemi, sinistrální pohyb), c. tektonické ohlavy s rýhováním, d. orientace extenzních puklin (na obrázku s pérovitou strukturou na puklinové ploše), e. morfologie terénu a identifikace kvartérních tvarů, např. teras či zarovnaných povrchů.

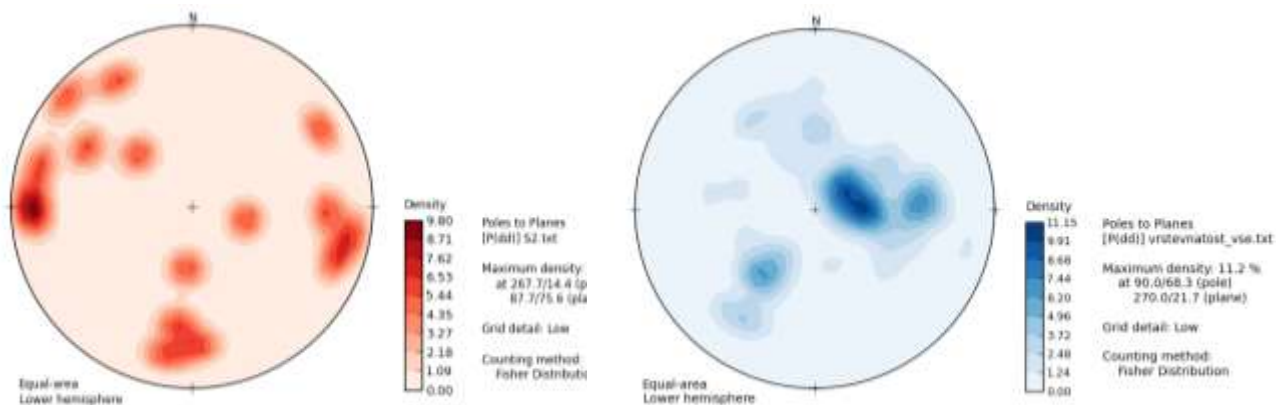
4 MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA

V následující části textu jsou předloženy výsledky strukturních měření, analýz zlomové a puklinové tektoniky. Výsledky strukturních měření byly statisticky vyhodnoceny a jejich výsledky byly vyneseny do růžicových grafů a konturových diagramů pomocí Lambertovy azimutální rovnoploché projekce na spodní polokouli. Všechny planární prvky jsou číselně vyjadřovány ve spádnicovém tvaru. V druhé části je provedena analýza morfolineamentů zahrnující směrovou analýzu, která byla provedena také pro údolní síť.

4.1 Analýza strukturních dat

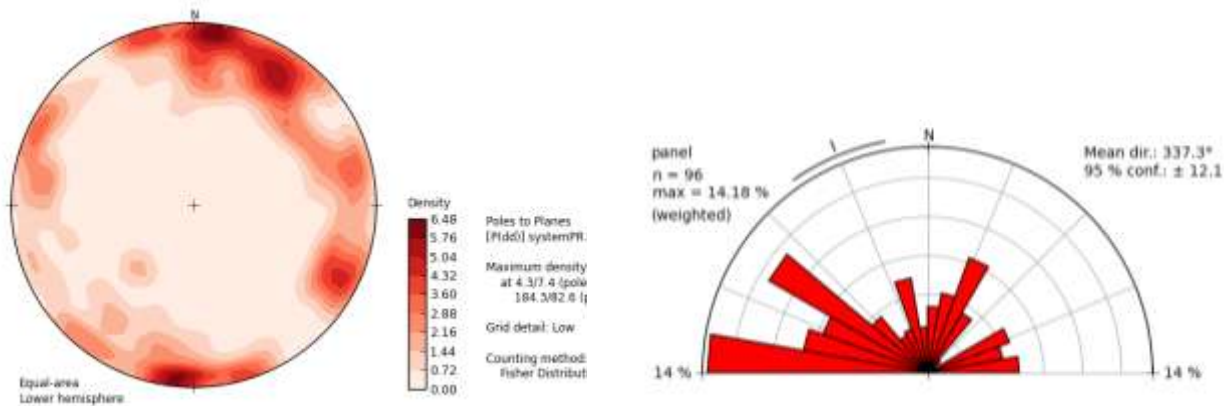
Měření strukturních prvků se uskutečnilo na celkem 17 dokumentačních bodech v podélné ose nectavského údolí. Dokumentační body představovaly především přirozené odkryvy nectavských ortorul, vnitřních fylitů, vápenců, krystalických vápenců a drob. Umělé výchozy bylo možné měřit pouze na 5 lokalitách, které představovali jeden aktivní a ostatní opuštěné lomy vápenců, krystalických vápenců a drob.

Vrstevnatost a především foliace S_1 se v měřeném území projevují z. orientovanými maximy 270/22 a 267/47 a sv. maximem 40/39 (obr. 4.1). Směr sklonu a sklon foliačních ploch a vrstevnatosti znázorňuje obr. 4.1. Z duktilních struktur bylo identifikováno množství vrás v drobách, fylitech a vápencích. V mnohých případech byly pozorovány s dobře vyvinutou osní kliváží (obr. 3.1). Osní kliváž S_2 je charakterizována maximem 88/76, druhé maximum odpovídá 283/75. Třetí, nejméně významné maximum, je 3/65.



Obr. 4.1 Konturový diagram měřené osní kliváže S_2 (červeně) a vrstevnatosti a foliace S_1 (modře).

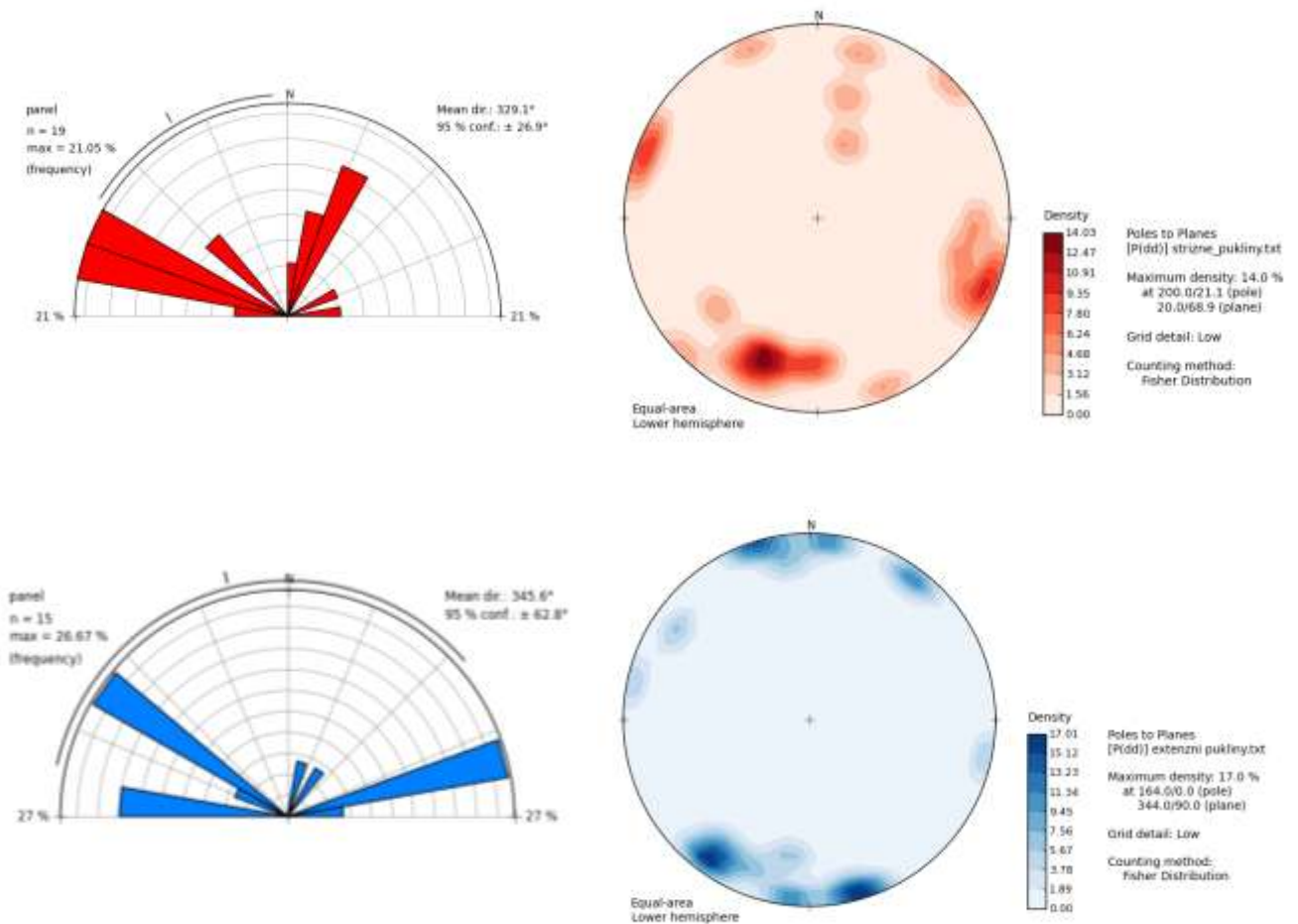
Nebylo však proměřeno dostatečné množství *b*-os pro průkazné statistické zhodnocení, jejich průměrná orientace (197/12) je však shodná s orientací hlavní přímky měřených osních kliváží a také se shoduje se směrem některých měřených lineací protažení na foliačních plochách.



Obr. 4.2 Systematické pukliny zobrazené na růžicovém a konturovém diagramu.

Na dokumentačních bodech bylo proměřeno téměř 600 puklin. Z orientace systematických puklin, které zahrnují pouze rovné a průběžné puklinové systémy, byla vyhodnocena maxima (obr. 4.2). Jedná se o orientace 184/83 (Z–V), 7/84 (Z–V) a 211/73 (SZ–JV) a za výraznější lze považovat rovněž hodnotu 295/77 (SSV–JJZ). Lze tedy shrnout, že třemi nejvýznamnějšími systémy puklin jsou vzhledem k foliaci příčné a diagonální směry Z–V, SZ–JV a SSV–JJZ.

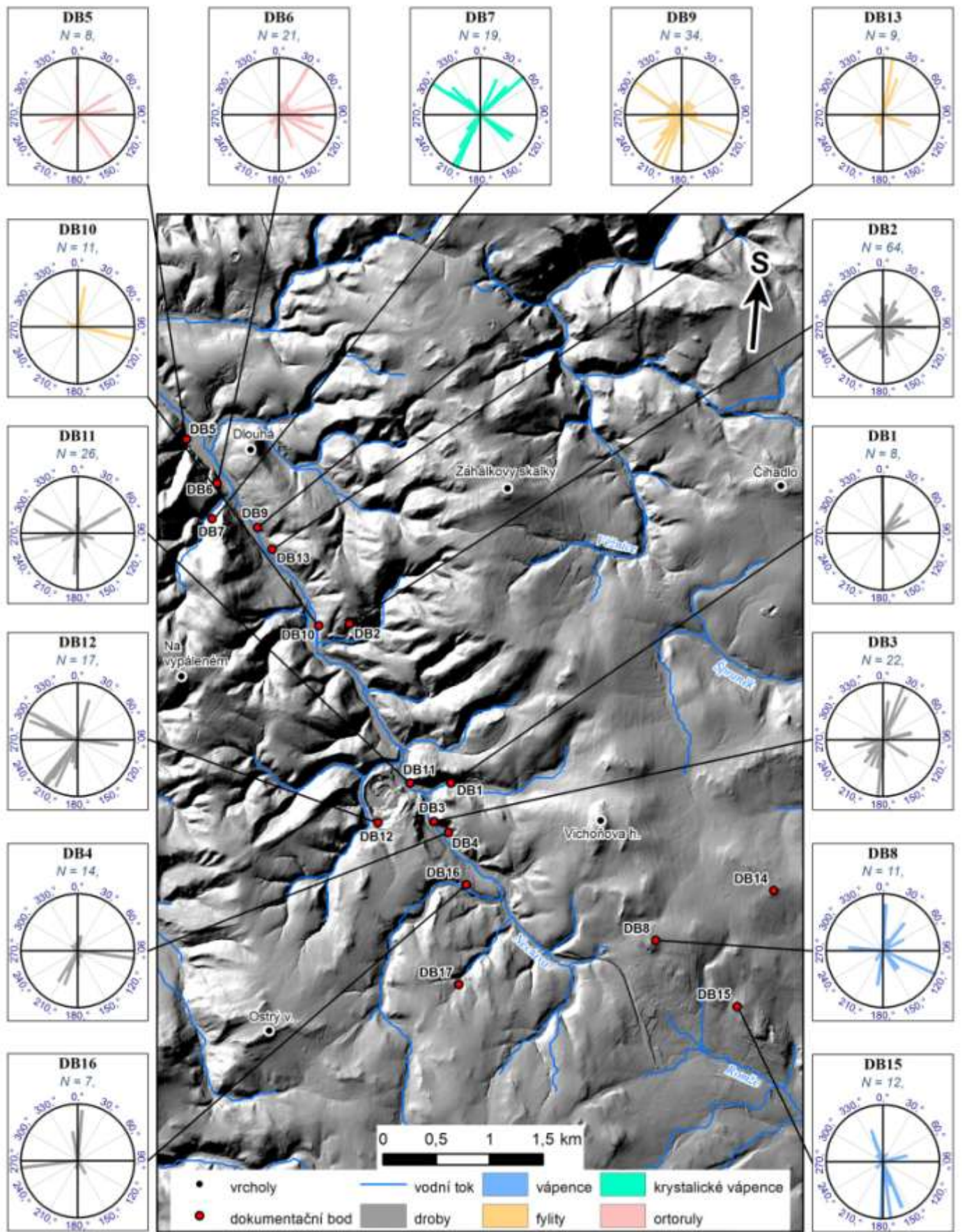
Určováním charakteru puklinových ploch bylo v některých případech možné rozlišovat střížné a tažné pukliny, což umožnilo statisticky vyhodnotit tyto systémy zvláště. Střížné pukliny se výrazně projevují dvěma hlavními maximy ve směru ZSZ–VJV se ssv. úklonem a strmým systémem SSV–JJZ (obr. 4.3). Oba systémy spolu tedy svírají přibližně 90° úhel. Extenzní pukliny mají tři strmá maxima VSV–ZJZ, spíše ZSZ–VJV a Z–V (obr. 4.1.3), která jsou orientována příčně až diagonálně k foliaci.



Obr. 4.3 Růžicové a konturové diagramy střižných (červeně) a extenzních (modře) puklin.

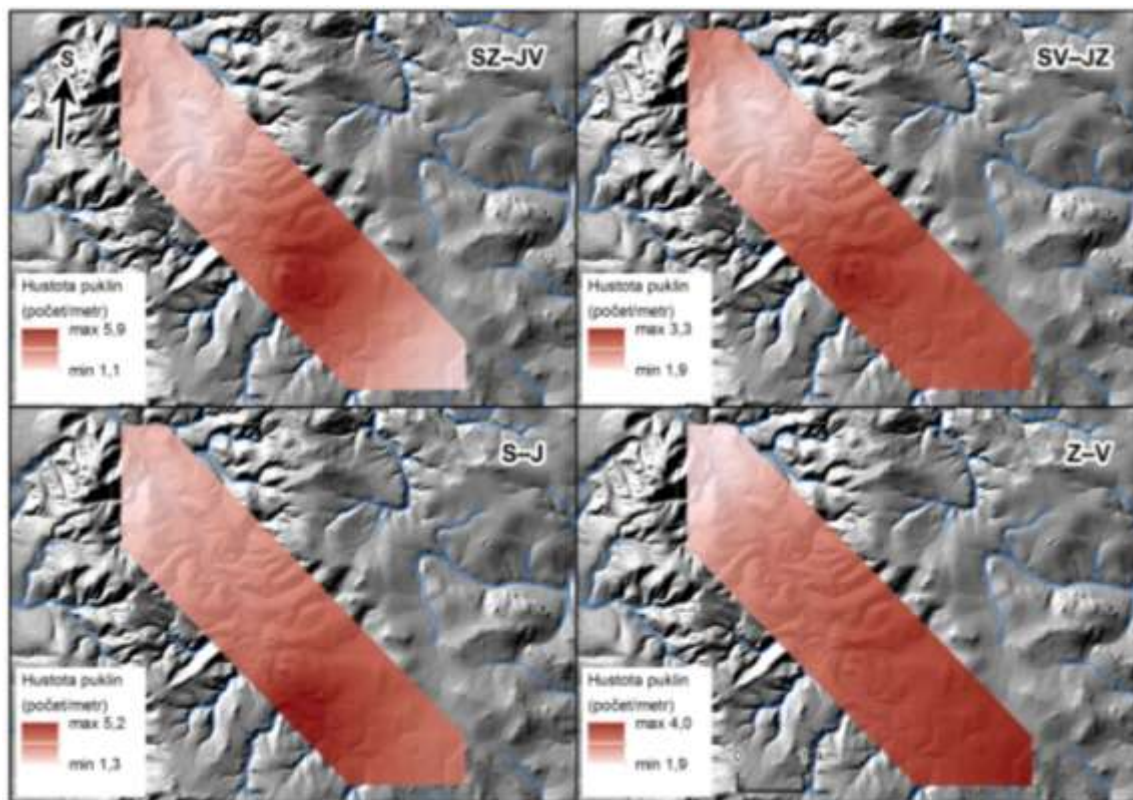
Hustota měřených puklinových systémů, coby další určovaný parametr, byla stanovena na celkem 15 dokumentačních bodech (DB). Hodnoty hustot se pohybovaly v rozmezí 1–12 puklin/metr, přičemž vysoké hustoty puklinových ploch byly pozorovány především jako P-plochy v rámci křehkých střižných zón sensu Mukherjee, 2014. Obr. 4.4 představuje směrovou analýzu hustoty puklin vyjádřenou polárními grafy, pro jednotlivé dokumentační body a litologie. Směry v polárních grafech vyjadřují směr sklonu planárního prvku, tedy směr spádové přímky puklinových systémů.

Plošné znázornění hustoty puklin může pomoci lokalizovat zlomy. Proto byla průměrná hustota puklinových systémů ve směrech S–J, Z–V, SZ–JV a SV–JZ v ploše pomocí krigovacích metod interpolována a kartograficky vyjádřena v mapě v prostoru měřeného území podélné osy nectavského údolí (obr. 4.5). Z výstupu lze usuzovat na určité prostorové trendy.



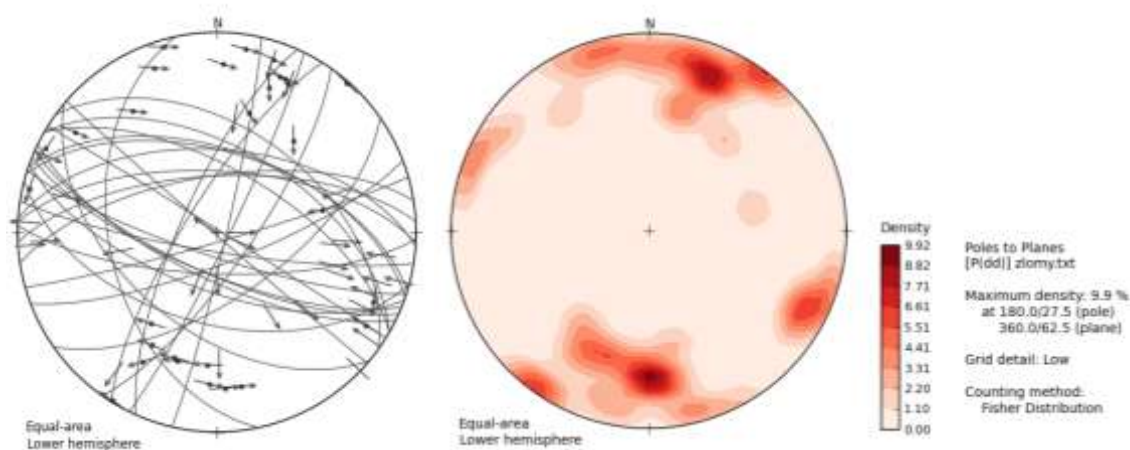
Obr. 4.4 Hustota puklin měřená na jednotlivých dokumentačních bodech (DB) a znázorněná na polárních grafech dle litologie. V grafech jsou vyjádřeny počty hodnot hustoty puklinových systémů (N). Směry v grafech vyjadřují směry spádové přímky puklinových ploch, nikoliv přímky hlavní.

Nejvyšší míru porušení ve směru SZ–JV lze identifikovat přibližně ve středu osy údolí a směrem ke krajům porušení tohoto směru klesá. Intenzitu porušení v příčném směru SV–JZ a ve směru S–J je obdobné a lze ho charakterizovat jako relativně stálé v centrální a jv. části, přičemž klesá směrem k SZ. Porušení směru Z–V postupně nabývá na intenzitě směrem ze SZ, kde je nejnižší, k JV, kde je nejvyšší.



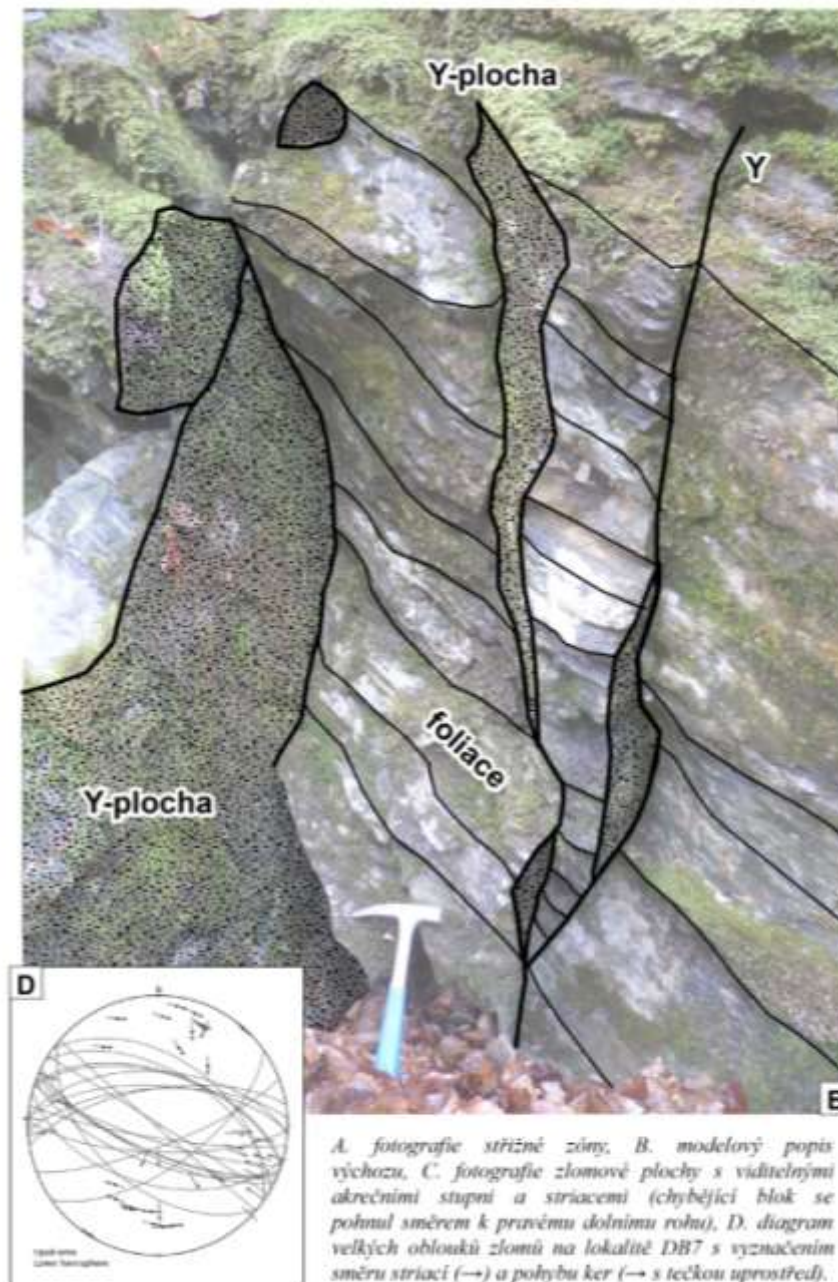
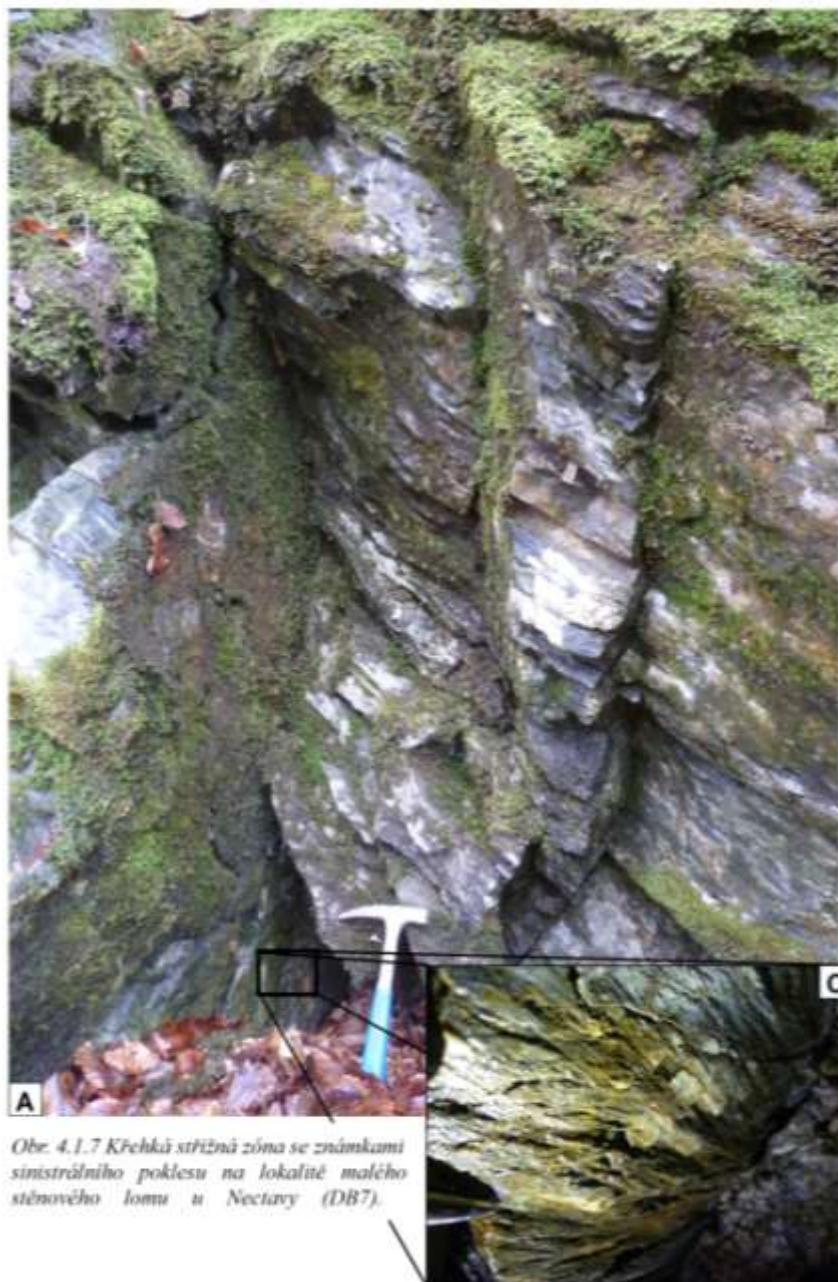
Obr. 4.5 Intenzita porušení puklinami v jednotlivých směrech SZ-JV, SV-JZ, S-J a Z-V vyjádřená přechodovým rastrem na podkladu DMR4G s říční sítí.

Bylo identifikováno celkem 42 zlomů. Nedostatek umělých odkrytů v území způsobil, že zlomů s měřenou lineací a relativně spolehlivě určeným smyslem pohybu na zlomové ploše je pouze 29. Právě tímto faktem je podmíněna absence paleonapjatostní analýzy, pro kterou nebylo k dispozici potřebné množství dat z dostatečně velkého počtu dokumentačních bodů. Zlomy byly identifikovány nejčastěji na základě kinematických indikátorů jako jsou ohlasy, rýhování, tektonická zrcadla, akreční stupně či Riedlovy stříhy (obr. 3.1, b, c). Výsledky ukazují na nejvýznamnější dislokace směru Z-V (0/63) až ZSZ-VJV (203/76), popřípadě SSV-JJZ (295/76). Pohyb na naměřených zlomech má často sinistrální či poklesový charakter (obr. 4.1.6).



Obr. 4.6 Naměřené zlomy zobrazené na diagramu velkých oblouků a konturovém diagramu.

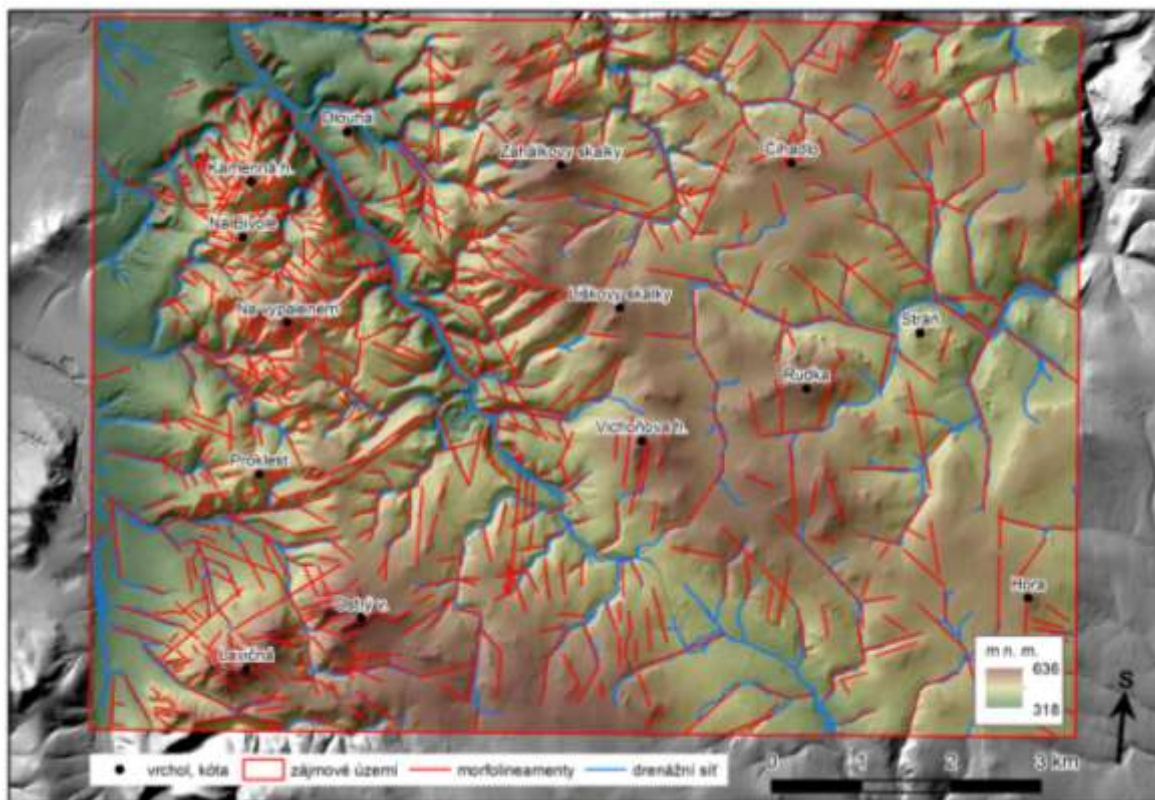
V terénu bylo identifikováno rovněž množství střížných zón, z nichž některé by mohly být považovány za relativně reprezentativní projevy napěťové pole v zájmovém území (viz diskuzní část). Příkladem může být křehká střížná zóna na obr. 4.7, která představuje dislokaci se sinistrálním poklesem. Zlomová struktura směru ZSZ–VJV (203/76), která je označena jako *Y-plocha* (sensu Mukherjee, 2014), je transverzální vzhledem k foliaci S–J (263/24).



A. fotografie střížné zóny, B. modelový popis
výchozu, C. fotografie zlomové plochy s viditelnými
akrečními stupni a striacemi (chýbějící blok se
pohnul směrem k pravému dolnímu rohu), D. diagram
velkých oblouků zlomů na lokalitě DB7 s vyznačením
směru striací (→) a pohybu ker (→ s tečkou uprostřed).

4.2 Analýza morfolineamentů

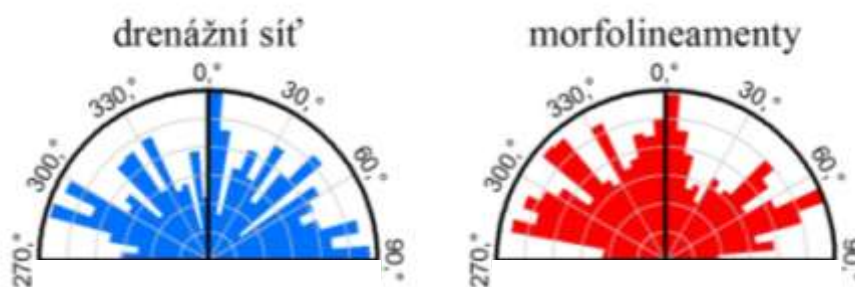
Dalším způsobem určování vztahu mezi geologickou strukturou a morfologií georeliéfu v této práci je analýza morfolineamentů. Účelem bylo vykreslení lineárních projevů geologické struktury v reliéfu, které vypovídají o směrech určitých strukturních prvků. Následná směrová analýza umožní statistické hodnocení směrů orientace těchto prvků. Vykreslování morfolineamentů probíhalo společně s následnou analýzou v softwaru ArcGIS, jehož funkcionalita byla rozšířena o některé volně stažitelné extenze, které umožnily směrovou analýzu a pohodlnější export výsledků. Interpretace byla prováděna v rámci ohraničeného zájmového území v měřítku 1 : 10 000. Podkladem pro interpretaci byl DMR4G a jeho deriváty, konkrétně stínovaný model reliéfu při různých osvitech, rastr sklonitosti, celkové křivosti a obarvený výškový model. Při vykreslování lineárních struktur byla zároveň snaha kontrolovat interpretaci se základní mapou ČR v měřítku 1 : 10 000 tak, aby nebyly zakreslovány lineamenty, jejichž směr by mohl být podmíněn pouze antropogenně a neměl by své strukturně geologické opodstatnění (silnice, železnice, lesní pěšinky, ohraničení agrárních teras, zarovnání terénu, atd.).



Obr. 4.8 Identifikovaná síť morfolineamentů s automaticky vygenerovanou drenážní sítí na podkladu obarveného DMR4G.

Výstupy směrových analýz morfolineamentů byly porovnány s převažujícími směry drenážní sítě. Drenážní síť byla vygenerována automaticky z DMR – byla automaticky vektorizována z reklasifikovaného rastru akumulace odtoku pro počet buněk 3 000 a vyšší. Takto podrobná drenážní síť má v rámci zájmového území délku 196 km, přičemž počet vygenerovaných linií dosahuje srovnatelného množství jako u sítě morfolineamentů, tedy 1052. Ze směrové analýzy vyplývá, že drenážní síť využívá především směry S-J, k němu příčný Z-V a ZSZ-VJV. Druhotně se pak drenáž propaguje ve směrech SZ–JV a SV–JZ.

Výsledky směrových analýz morfolineamentů a drenážní sítě jsou patrné z polárních grafů na obr. 4.9. Zobrazují směr a četnost jednotlivých morfolineamentů a vygenerovaných linií drenážní sítě, které jsou váženy svou průběžností, resp. délkou.



Obr. 4.9 Polární diagramy znázorňující výsledky směrové analýzy drenážní sítě a morfolineamentů.

Výsledná síť morfolineamentů obsahuje téměř 1 165 linií o celkové délce 306 km (obr. 4.8). Směrová analýza morfolineamentů v rámci zájmového území ukázala, že se v reliéfu nejvýrazněji projevují geologické struktury S–J, které se vyskytují rovnoměrně na celém zájmovém území Štěpánovské i Ludmírovské vrchoviny. Velmi výrazný je rovněž směr ZSZ–VJV, který se morfologicky projevuje především v členitějších částech území. Tento směr je však velmi charakteristický a výrazný pro celé zájmové území i jeho širší okolí, přičemž jej lze asi nejzřetelněji pozorovat v oblasti Suchdolu, Slavíkova či Laškova na Konicku. Výrazné jsou také struktury směru VSV–ZJZ prosazující se hlavně v severní a severozápadní části zájmového území v oblastech bouzovského kulmu a nectavského krystalinika, kde jsou čteně zastoupeny také SV–JZ orientované struktury. Příčné a průběžné struktury SZ–JV jsou čteně zastoupeny zejména v morfologii nectavského a kladeckého bloku.

5 GEOFYZIKÁLNÍ ANALÝZA

Analýza geofyzikální dat představuje druhou součást studia zájmového území. Pro tento účel byla využita magnetická a gravimetrická data pro přiblížení geologické stavby a vymezení částí kůry s odlišnými petrofyzikálními vlastnostmi v širším okolí studovaného území. Po zpracování dat byly vytvořeny mapové výstupy přehledně znázorňující anomální pole v širším území zájmového areálu. Dostupnost gravimetrických dat umožnila podrobnější analýzu a využití Linsserovy metody pro detekci hustotních rozhraní.

5.1 Magnetika

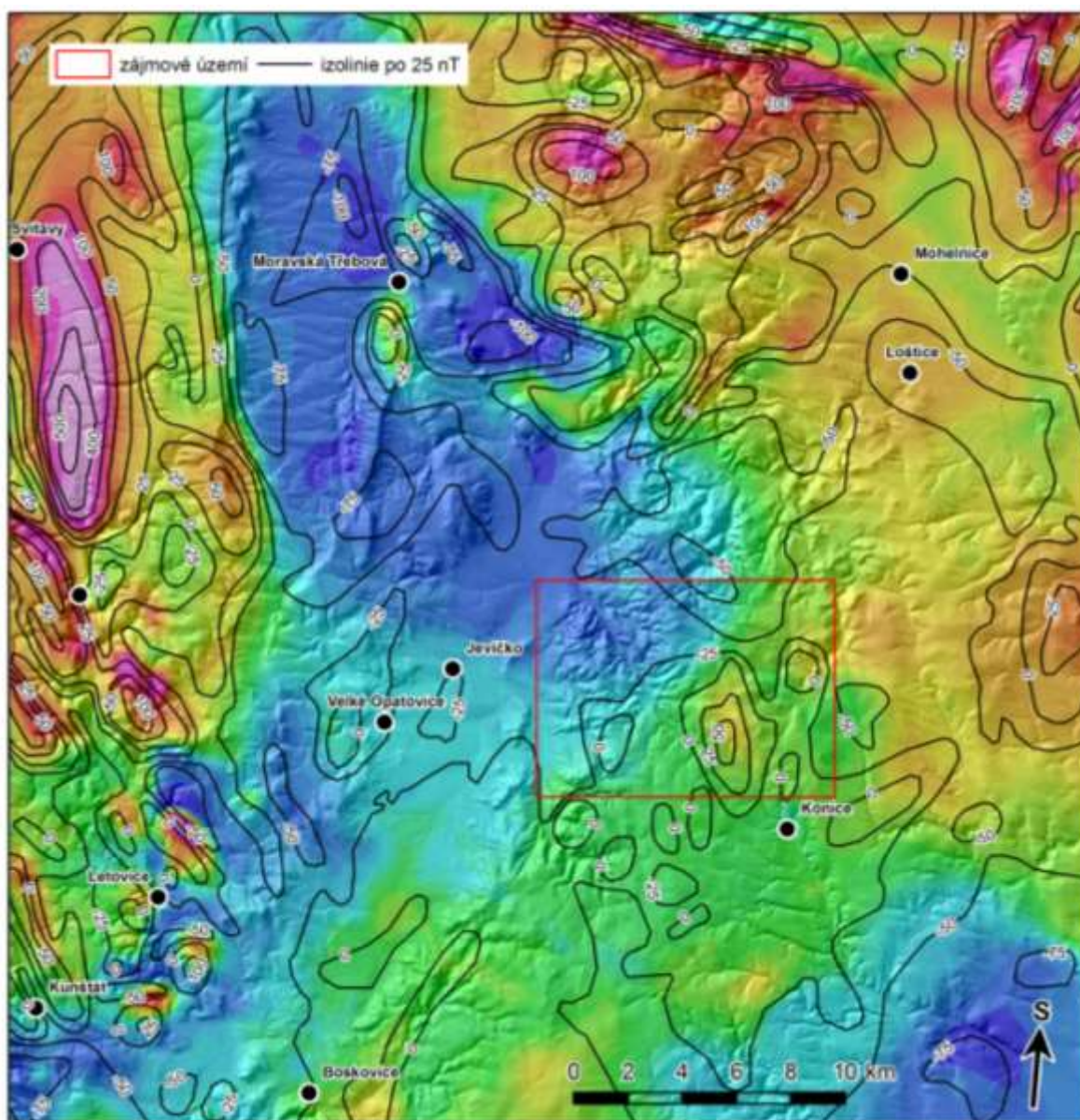
V rámci analýz magnetického anomálního pole byla k dispozici již interpolovaná data vypočítaných magnetických anomalit ve formě rastru s velikostí buňky 100×100 m.

Proměnlivost magnetického anomálního pole je v rámci analyzovaného okolí studovaného areálu relativně vysoká (obr. 5.1). Amplituda jeho hodnot dosahuje přibližně 600 nT, resp. nabývá hodnot od -100 do $+500$ nT. V rámci vymezeného území však anomální pole charakterizují hodnoty od -50 do $+50$ nT.

Magnetickému obrazu okolí studované oblasti dominuje zejména kladná svitavská anomálie, jejíž projev v maximu dosahuje až 600 nT a je největším metabazitovým intruzivním komplexem ve fundamentu křídového pokryvu (Ibrmajer et al., 1989). Směrem na jih od ní se nachází kladná lineární anomálie, celkově asi 18 km dlouhá, orientovaná sz.–jv. směrem, která reprezentuje projev amfibolitů letovického krystalinika v podloží (Šalanský, 2002). V jihozápadní části území v oblasti Letovicka se pak nacházejí četná anomální tělesa bazik a serpentinitů. Výrazné lineární anomální projevy v severní části území jsou odrazem původně lineárního efuzivního vulkanismu, které v současné pozici vystupuje jako pásmo metabazitů i kyselejších vulkanitů. Výraznou kladnou anomálií se projevuje také bazický či ultrabazický intruzivní komplex, konkrétně metabazity a diority (Šťovíčkovou a Pospíšilem popsány také magnetizované křemenné keratofyry) zábřežského krystalinika v podloží křídly v oblasti Krchleb sz. od Maletína.

V rámci vymezeného území jsou nejvýraznější anomální strukturou magnetizované diabasové vulkanity a železné rudy typu lahn-dill v rámci konicko-mladečského devonu. Rozšíření diabasových vulkanitů je zhruba ohraničeno nulovou izolinií. Mezi Ponikví a Břežskem se vulkanity s polohami železných rud nacházejí pod tenkým nadložím kulmu. Amplituda jejich anomálií dosahuje 100 nT (Šalanský a Gnojek, 2002). V podloží

kulmských hornin se vulkanity projevují i v oblasti jz. od Konice nebo také magnetickou elevací Rakůvka–Bohuslavice nacházející se asi 5 km sv. od Konice (Šalanský a Manová, 2000). Co se týče kladeckého krystalinika, jeho fylity jsou rovněž nemagnetické, ale magnetický anomální projev v jeho tělese v okolí Dědkovic je pravděpodobně vyvolán devonskou žilnou mineralizací (Šalanský a Gnojek, 2002). Nectavské krystalinikum, které obsahuje prakticky nemagnetické kataklastické ortoruly, se neprojevuje žádnou změnou v magnetickém poli.



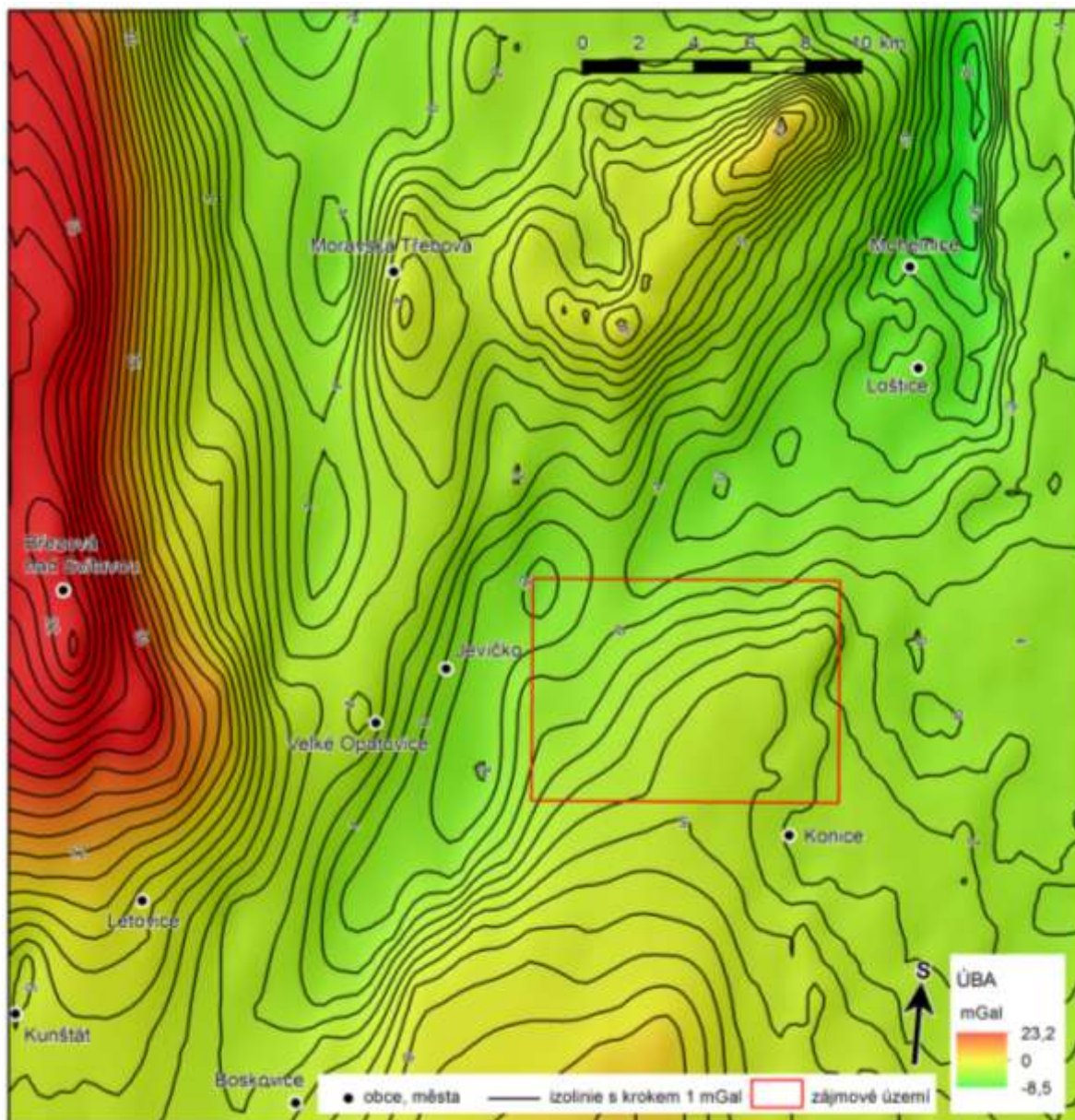
Obr. 5.1 Obraz magnetických anomálií v širším okolí zájmového území na podkladu DMR4G (osvit 315/45), anomálie jsou vyjádřeny rastrem v relativní škále a izoliniemi, interval izolinií je 25 nT.

5.2 Gravimetrie

Bodová data ÚBA byla pro celou širší studovanou oblast interpolována prostřednictvím metod krigingu v prostředí programu Surfer v12. Na základě vytvořeného empirického semivariogramu byl pro jeho aproximaci jako nejvhodnější zvolen lineární model a pro odhad proměnné v prostoru bylo využito základní krigování. Velikost buňky výsledného rastru činila 400×400 m. Na základě interpolovaného rastru ÚBA byly vytvořeny vrstevnice s intervalem 1 mGal a stínovaný reliéf s osvitom ze SZ pod úhlem 45° . Pro účely zobrazování ve výstupech větších měřítek byly výsledné rastry ÚBA a osvitu převzorkovány bilineární transformací na velikost buňky 20×20 m (obr. 5.2).

Hodnoty úplné Bouguerovy anomálie se ve sledovaném menším měřítku pohybují v rozpětí od $-8,5$ do $+23,2$ mGal. V zájmovém území však tyto hodnoty dosahují od $-2,6$ do $+4,8$ mGal, přičemž střední hodnota činí $+2,2 \pm 1,8$ mGal.

Nejvýraznějším objektem v širším okolí studované oblasti je bezesporu jasná tíhová elevace generelního směru S–J, která lemuje západní okraj oblasti. Jedná se o svitavskou tíhovou anomálii, která je odrazem přítomnosti hornin svitavského masivu a letovického krystalinika v podloží křídových sedimentů, která podle Čuty et al. (1964) zřejmě souvisí se starou poruchovou zónou submeridiálního směru, jež byla využita jako dráha pro intruze bazických a ultrabazických magmat. Kladná anomální struktura Linhartice–Mírov v severní části, protažená v sv.–jz. směru, souvisí opět s výskytem metabazitů zábřežské skupiny (Ibrmajer et al., 1989). V jižní části širšího studovaného areálu se potom vyskytují kladné účinky intruziv v podloží paleozoika, popř. projevy samotných kulmských sedimentů (Buday et al., 1969).



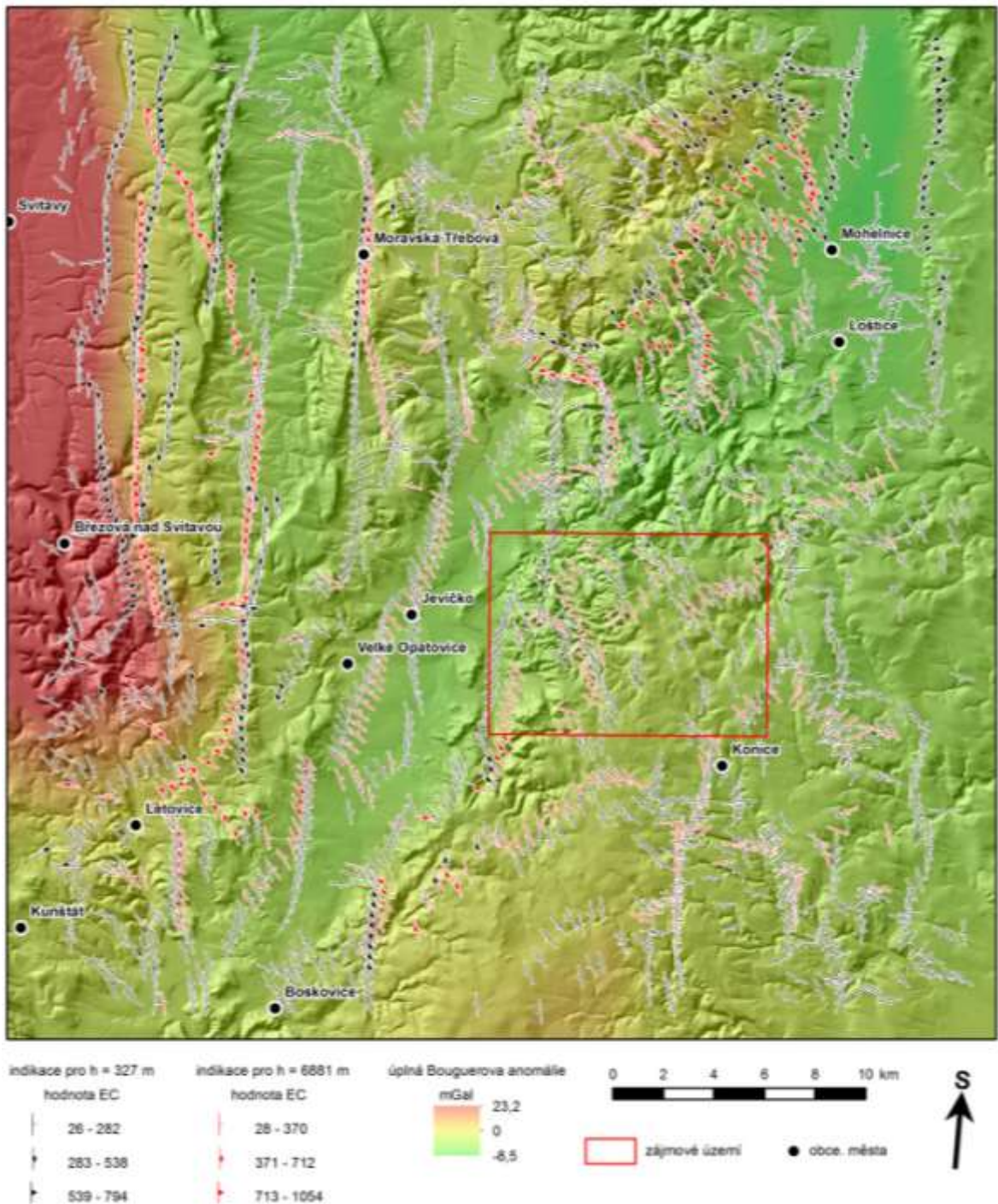
Obr. 5.2 Úplné Bouguerovo anomální pole v širším okolí zájmového území. Anomálie jsou vyjádřeny zprůhledněným barevným rastrem a izoliniemi s krokem 1 mGal, podkladem je osvit rastru ÚBA ze SZ.

Záporný tíhový obraz území formuje především s.–j. orientovaná tíhová deprese mohelnické brázdy v sv. části území, kterou zde utváří zejména pliocenní výplň brázdy. V centrální části území jsou pak zápornou strukturou výrazně omezeny permokarbonské sedimenty boskovické brázdy, přičemž může být toto anomální těleso tvořeno rovněž vlivem lehčího krystalinika v jejím podloží (Ibrmajer et al., 1989). Permokarbon boskovické brázdy formuje také významnou s.–j. orientovanou tíhovou depresi v prostoru západně od Moravské Třebové.

V rámci gravimetrické analýzy byla rovněž využita Linsserova metoda pro určení strmě upadajících hustotních rozhraní (Linsser, 1967). Pro výpočet indikací rozhraní byl využit software Linsserw v1.0, který Linsserovu metodu modifikuje podle Šefary (1973) a vypočítává indikace hustotních rozhraní z rastru úplných Bouguerových anomálií. Na základě zadaných parametrů definujících teoretický model vertikálního stupně a způsob výpočtu byly vytvořeny indikace hustotních rozhraní pro dva teoretické modely s hloubkami $h = 327$ m a $h = 6\ 881$ m. Výstupem výpočtu byl textový soubor *.DAT, který obsahuje řadu výstupních parametrů, z nichž nejdůležitější jsou souřadnice indikačních značek, jejich azimut, parametry E, C a jejich součin (EC). Právě hodnota EC představuje ukazatel, podle kterého jsou hustotní rozhraní kategorizována z hlediska významnosti.

Celkově bylo spočítáno 1 478 indikačních bodů pro hloubku 327 m a 602 bodů pro hloubku 6 881 m. Indikace hustotních rozhraní teoretického modelu pro hloubku 327 m představují směrová maxima v azimutech S–J a SSZ–JJV. Pro model s hloubkou 6 881 m maxima vykazují směry SSZ–JJV, SZ–JV a S–J. Parametr EC nabývá hodnot 26–794 pro model 327 m, pro model 6 881 m je to rozpětí 28–1054.

V hranicích vymezeného zájmového území bylo vyhodnoceno celkem 83 indikací pro model 327 m, pro model 6 881 m to bylo 58 bodů. Výsledky ukazují, že pro modelovou hloubku 327 m jsou zásadními směry SZ–JV až SSZ–JJV, parametr EC se pohybuje v rozmezí 29–240. Pro hloubku 6 881 m jsou to pak orientace SZ–JV až ZSZ–VJV, přičemž hodnotu EC charakterizuje variační rozpětí 35–395. Výsledky analýzy zprostředkovává mapový výstup, na kterém byly vyneseny indikační značky na podklad DMR4G a zprůhledněný rast ÚBA (obr. 5.3).



Obr. 5.3 Hustotní rozhraní detekovaná Linsserovou metodou pro modelové hloubky $h = 327$ m (černé značky) a $h = 6881$ m (červené značky). Naznačené indikace, které jsou kategorizovány podle hodnoty parametru EC (vysvětlení v textu), mají charakter geologické značky pro planární prvek, přičemž delší čárka značí směr hlavní přímky tělesa hustotního rozhraní, kratší znak indikuje směr poklesu hodnoty hustoty (úplné Bouguerovy anomálie). Podkladem je DMR4G (osvit 315/45) obarvený zprůhledněným rastrem úplných Bouguerových anomálií.

6 DISKUZE

Samostatně vypovídají všechny analýzy pouze o některých morfostrukturních rysech a pouze do určité míry lze spoléhat na závěry z nich vyvozené. Syntézou veškerých výsledků a informací z dílčích morfostrukturních a geofyzikálních analýz je možné podložit hypotézy týkající se tektonické stavby zájmové oblasti a lze tak poskytnout určitý pohled na genezi, vývoj a projev, popřípadě stáří morfostruktur ve vymezeném území. Výsledky práce proto budou v následující části sjednoceny a v rámci tematických kapitol diskutovány a porovnávány s literaturou a dosavadním poznáním geologické stavby vymezeného území.

6.1 Rozlišení deformačních fází a strukturní analýza

Analýza strukturních dat umožnila rozlišení dvou deformačních fází. První deformační fázi charakterizují strukturní prvky vrás malého měřítka a foliace. Dvě maxima měřených foliačních ploch 270/22 a 267/47 ukazují na v.–z. orientaci kompresního napětí s východní vergencí. Maxima orientace osní kliváže 88/76 a 283/75 korespondují s orientací komprese. Výsledky tedy ukazují na Z–V orientovanou kompresi. Tento výsledek lze však považovat za zavádějící, i když v podstatě není v přímém rozporu s dosavadními informacemi o paleonapjatostních poměrech území, které v okolí zkoumali např. Chadima a Melichar (1998), Bábek a Janoška (1997) či Bábek et al. (2006). Bábek a Janoška (1997) vysvětlují stejný model této deformační fáze ve smyslu jednoduchého stříhu na základě měřených foliací, b-osa a lineací protažení v devonských a spodnokarbonských vápencích konicko-mladečského devonu a prostřednictvím studia strukturních řezů v orientovaně odebíraných vzorcích duktilních střížných zón. Na této bázi zmínění autoři předložili model vysvětlující s.–j. směr foliace a ssv.–jjz. orientované b-osy (194/12) a lineace protažení prostřednictvím dextrální transprese orientované ve směru SSV–JJZ. Tento model je ve shodě s kinematickými modely v rámci moravsko-slezské střížné zóny v intervalu spodní visé–westphal (Rajlich, 1988; Hladil, 1988, 1994; Schulmann et al., 1991; Grygar a Vavro, 1994). Orientace foliací předložená Bábkem a Janoškou (1997) odpovídá orientaci foliací měřeným v rámci této diplomové práce, při které ovšem nebylo naměřeno dostatečné množství strukturních prvků, které by napjatost vysvětlily ve smyslu jednoduchého stříhu.

O pozdější druhé deformační fázi lze usuzovat z charakteru puklinových systémů, konkrétně především z orientace tenzních puklin, které byly identifikovány na základě pérovitých kreseb a jiných tenzních struktur na puklinových plochách ve smyslu Price a Cosgrove (1990). Měřené extenzní pukliny (obr. 4.3), jejichž směrová variace odpovídá ZSZ–VJV až Z–V, naznačují orientaci napětí σ_3 ve směru kolmém k těmto puklinám. Vznik takto orientované ruptur byl pravděpodobně podmíněn uvolněním elastického napětí nakumulovaného během transpresní první deformační fáze. Jinak řečeno směr hlavního napětí σ_1 tedy ve druhé deformační fázi odpovídá směru ZSZ–VJV a s ním shodně orientovaná tenzní frakturace odpovídá AC puklinám deformačního osního kříže ve smyslu zjednodušujícího schématu čistého stříhu. Uvedená zjištění týkající se druhé deformační fáze jsou v dobré shodě se zjištěním Bábka a Janošky (1997). Orientace střížných puklinových systémů, které byly identifikovány na základě hladkých rovných ploch, zároveň naznačuje možnost střížných pohybů na poruchách směru Z–V až ZSZ–VJV, které lze v dalších fázích interpretovat jako hlavní střížné dislokace a syntetické Riedlovy stříhy křehké deformace v režimu jednoduchého stříhu (Ramsay a Huber, 1987). Na těchto poruchách lze proto předpokládat převážně dextrální pohyby. Naopak SZ–JV orientované poruchy by měly v tomto modelu jako antitetické Riedlovy stříhy vykazovat zprvu zejména sinistrální tektoniku. Evidentně pravostranný charakter pohybů na zlomech sudetského směru však souvisí s pozdějšími tektonickými fázemi (Schenk et al., 2004). Otázkou zůstává druhé maximum střížných fraktur orientované ve směru SSV–JJZ (obr. 4.3). Určitou hypotézou vysvětlující tento směr by mohlo být lokální narotování hlavního napětí σ_1 do pozice SZ–JV až SSZ–JJV a vznik lokálních transpresních zón, ve kterých by tyto ruptury vznikaly jako antitetické Riedlovy stříhy. Jedná se však pouze o hypotézu, přičemž může být diskutované porušení ještě mladší a může souviset s reaktivací již vytvořených poruch během saxonské tektogeneze nebo jej lze interpretovat jako moravskoslezský směr sensu Grygar a Jelínek (2003). Diagramy znázorňující systematické (průběžné a rovné) pukliny znázorňují propagaci především výše diskutovaných směrů, tedy Z–V, SZ–JV až ZSZ–VJV a SSV–JJZ.

Hustota puklin byla dalším sledovaným parametrem u měření puklinových systémů. Předpokládá se, že by měla být obecně nepřímo úměrná jejich rozsahu. Čím větší jsou pukliny (průběžnější), tím méně husté bývají jejich systémy (Jaroš a Vachtl, 1992). Hustota puklin však zároveň obvykle roste směrem ke zlomu téhož směrového systému. Proto se někdy využívá také konturová mapa hustoty puklin, se kterou lze lokalizovat

zlomy (Pohn, 1981). Plošné znázornění hustoty puklin v rámci výsledků této práce v podstatě vyjádřilo pouze možné trendy v charakteru puklinových hustot čtyř směrů v ose nectavského údolí. Výsledky korelují s morfologií území v případě intenzity porušení směru Z–V. Zde lze vysledovat celkový trend narůstání hustoty puklin z–v. orientace jihovýchodním směrem. Stejným směrem dochází k intenzivnějšímu propagování směrů Z–V v geomorfologii území. Vyjádření puklinových hustot prostřednictvím polárních diagramů pro jednotlivé dokumentační body vykazuje v některých případech také určitou korelaci, což znamená, že v morfologii terénu lze skutečně v místech konkrétních dokumentačních bodů identifikovat lineární struktury orientované ve směrech, které se shodují se směry puklin s nejvyššími zde měřenými hustotami. Výsledky této analýzy však nelze vzhledem k jejímu charakteru přeceňovat, metoda vyžaduje navíc větší množství měřených dat na větším počtu dokumentačních bodů.

Skutečně identifikované a proměřené zlomy podporují předpoklad směrných pohybů zejména na frakturách orientace Z–V a ZSZ–VJV (obr. 5.3). Jejich orientace je velmi podobná naměřeným střížným puklinám. Byla zaznamenána různá kinematika na těchto zlomech, převážně však sinistrální pohyby s převažující poklesovou složkou. Bylo nalezeno také několik zlomů směru SSV–JJZ. Bohužel chybí dostatečné množství dat pro napjatostní analýzu zlomů. Zlomy s určenou kinematikou navíc vypovídají pouze o velmi omezené části zájmového území, jelikož byly identifikovány pouze na 5 lokalitách. Dextrální pohyby na ZSZ–VJV založených zlomech lze však odvozovat také z charakteru segmentace magnetického pole (diskutováno níže).

6.2 Geofyzikální charakter území

Magnetické a tíhové anomální pole širšího prostoru zájmového území spolu koreluje pouze v areálech velmi významných struktur. Jedná se především o svitavskou strukturu, která se v obou polích projevuje coby obrovská metabazitová intruze. Dalším projevem je oblast Krchleb severozápadně od Mohelnice, kde převážně metabazity a diority zábřežské skupiny utváří jak výraznou kladnou magnetickou strukturu, tak také tíhovou elevaci. Souvislosti s geologickou mapou nejsou ve všech ohledech zcela zjevné. Některé projevy převážně metabazických hornin v obou polích působí z pod křídových a kulmských hornin. Magnetické anomální pole však koreluje s geologickou stavbou dobře, velmi výrazné je omezení struktury boskovické brázd. V tíhovém obraze je nápadně vymezena především Mohelnická brázda.

V celém magnetickém anomálním obraze lze pozorovat výrazné lineární projevy magnetického pole různých směrů. Především segmentaci ve směru SZ–JV, ZSZ–VJV, SV–JZ a S–J. Asi nejvýraznější lineární prvek magnetických anomalit v zájmovém území představuje omezení kladné magnetické anomálie výraznou lineární strukturou směru SV–JZ, kterou lze ztotožnit s kladecko-kadeřínskou linií, kterou Chlupáč a Svoboda (1963) označují za východní pokračování okrajového zlomu boskovické brázdy. Omezení celého permokarbonu boskovické brázdy včetně spodnobádenské výplně je na magnetickém obraze také velmi výrazné. Severnější pokračování těchto permokarbonských a třetihorních formací v rámci orlické pánve je zřetelně zlomově omezeno vůči zábřežskému krystaliniku, které se projevuje také z pod křídových sedimentů, podél směrů souhlasících se směry nectavsko-konických zlomů. Záporné lineární porušení směru SZ–JV je výrazné v linii Cetkovice – Horní Štěpánov, přičemž zřetelně potvrzuje dextrální tektoniku sz.–jv. zlomovém směru. Velmi výrazným způsobem se projevuje také segmentace v labském směru ZSZ–VJV. Tyto poruchy omezují relativně vyšší hodnoty anomálního pole v okolí Jevíčka a Velkých Opatovic. Stejným směrem je ohraničeno také anomální těleso v oblasti Vojtěchova nebo anomalita Rakůvka. Lze také vysledovat projev vojtěchovské poruchy, která představuje nejdůležitější zlomovou linií konicko-mladečského devonu a rozděluje jej na dvě hlavní zcela odlišné části.

Další náhled na tektoniku oblasti přinesla analýza tíhových dat a výsledky Linsserovy metody indikací hustotních kontaktů. Pro dvě modelové hloubky přibližně 300 m a 7 km bylo určeno přes 2 000 souřadnicově určených indikačních značek, z nichž lze v některých případech usuzovat na sklon hustotních rozhraní. V mnohých případech indikace ukazují na hustotní rozhraní, které jsou evidentně spíše v relaci s litologickými kontakty a nemají své tektonické opodstatnění. To se týká především s.–j. orientovaných indikací značících hustotní kontakty v širší oblasti mezi Moravskou Třebovou, Svitavy a Březovou u Svitav. Šefarova modifikace (1973) Linsserovy metody, která je založená na tenkovrstevném teoretickém modelu, však indikuje ve velké míře také křehké struktury. Pořád však platí, že se dislokace musí projevovat hustotním kontrastem, což zvláště u nejmladších struktur nelze vždy předpokládat. Tato metoda je však při neotektonických výzkumech aplikovatelná. Indikace naznačují možnosti pro hledání neotektonických struktur, což lze demonstrovat na příkladu lokality Velkého Kosíře v Hornomoravského úvalu, jež je vzdálená asi 12 km jihovýchodním směrem od zájmového území. Jedná se o elevaci, jejíž jz. svah omezují zlomy nectavsko-konického systému, na kterých se na

základě dosavadních výzkumů předpokládají výrazné pozdně pleistocenní pohyby (Špaček et al., 2015). Na obr. 5.3 lze v oblasti Velkého Kosíře pozorovat indikační značky orientované shodně se směrem diskutované poruchy.

Z výsledků je zřejmá výrazná dominance porušení sudetského směru SZ–JV, která zřetelně koreluje s geologickou mapou, geomorfologií oblasti i strukturní analýzou. V zájmovém území souhlasí se směrem nectavského údolí, vojtěchovské poruchy nebo s poruchami v linii Hvozd–Milkov–Ospělov. Indikovány byly také sz.–jv. zlomy v jihozápadní části, které příčně rozčleňují boskovickou brázdou. Dílčími maximy v modelové hloubce 7 km se projevují také poruchy labského směru ZSZ–VJV. Linsserova metoda je identifikovala především v jižních částech Štěpánovské planiny a Přemyslovské hornatiny, kde je morfologický projev takto orientovaných poruch zcela zjevný.

6.3 Morfostrukturní projev v zájmovém území

Velké měřítko při detekci morfolineamentů z kvalitního a podrobného DMR, jakým DMR4G bezesporu je, představuje velkou výhodu. Dostatečně velký detail umožňuje při analýze morfolineamentů zachycení lineárních struktur, které by v menším měřítku nebyly vůbec viditelné. Přesto má analýza morfolineamentů, jako asi každá morfostrukturní metoda, svá omezení a problémy. Asi nejzjevnějším problémem při interpretaci je fakt, že mnoho lineárních forem v reliéfu je zvýrazněno nebo přímo vytvořeno antropogenní činností. Na druhou stranu to však neznamena, že jejich vznik nemůže být predisponován geologickou strukturou. Další problém plyne z faktu, že se ukloněné planární geologické struktury nemusejí v reliéfu projevat pouze lineárně. Jejich vyjádření v členitém reliéfu může vést ke zcela mylné a zavádějící interpretaci. Např. s.–j. orientovaná porucha, skloněná pod úhlem 45° k západu, se může na z.–v. orientovaných rozsochách, sklánějících se k východu, projevat morfolineamenty směru SZ–JV a SV–JZ. Správná orientace této struktury v takovém případě jednak není vůbec zaznamenána, a jednak je určen o ničem nevypovídající směr projevu této konkrétní struktury v reliéfu. Výčet úskalí této metody rozhodně není vyčerpávající, ale jedná se o dva nejzásadnější problémy, které je potřeba mít na paměti v souvislosti s vykreslováním lineárních struktur a výslednou interpretací.

Na základě výsledků předchozích morfostrukturních analýz je možné pokusit se interpretovat vazbu mezi geologickou strukturou a reliéfem a stanovit nejpravděpodobnější hypotézy o směrové predispozici geomorfologických tvarů pozorovaných v zájmovém

území. V rámci analýzy morfolineamentů byly identifikovány lineární formy a statisticky zpracovány jejich parametry. Poloha, hustota v délkové jednotce, směr a průběžnost zakreslovaných struktur by tedy měli vypovídat nejen o morfologickém projevu různých typů křehkého porušení, ale také o vyjádření jiných sekundárních či primárních struktur v georeliéfu.

Morfologický charakter zájmové oblasti naznačuje prosazování několika dominantních směrů. Jsou to především směry S–J, ZSZ–VJV, SZ–JV, VSV–ZJZ a SV–JZ, přičemž drenážní síť využívá nejvíce směrů S–J, Z–V a ZSZ–VJV. Dominantní a nejprůběžnější je sz.–jv. směr nectavsko-konického zlomového systému, který určil směr a vývoj údolí páteřních vodních toků Nectavy a Romže. Založení tohoto směru je pravděpodobné již během druhé deformační fáze, kdy mohly mít s ním asociované pohyby spíše sinistrální charakter. Změna napětěvého režimu v pozdějších fázích (Grygar a Jelínek, 2003) však vedla ke změně na dextrální pohyby, což potvrzují také řešené fokální mechanismy zemětřesení (Havíř, 2004). Chlupáč a Svoboda (1963) rovněž diskutují otázku radiální tektoniky spjatou se zlomovým porušením směru SZ–JV.

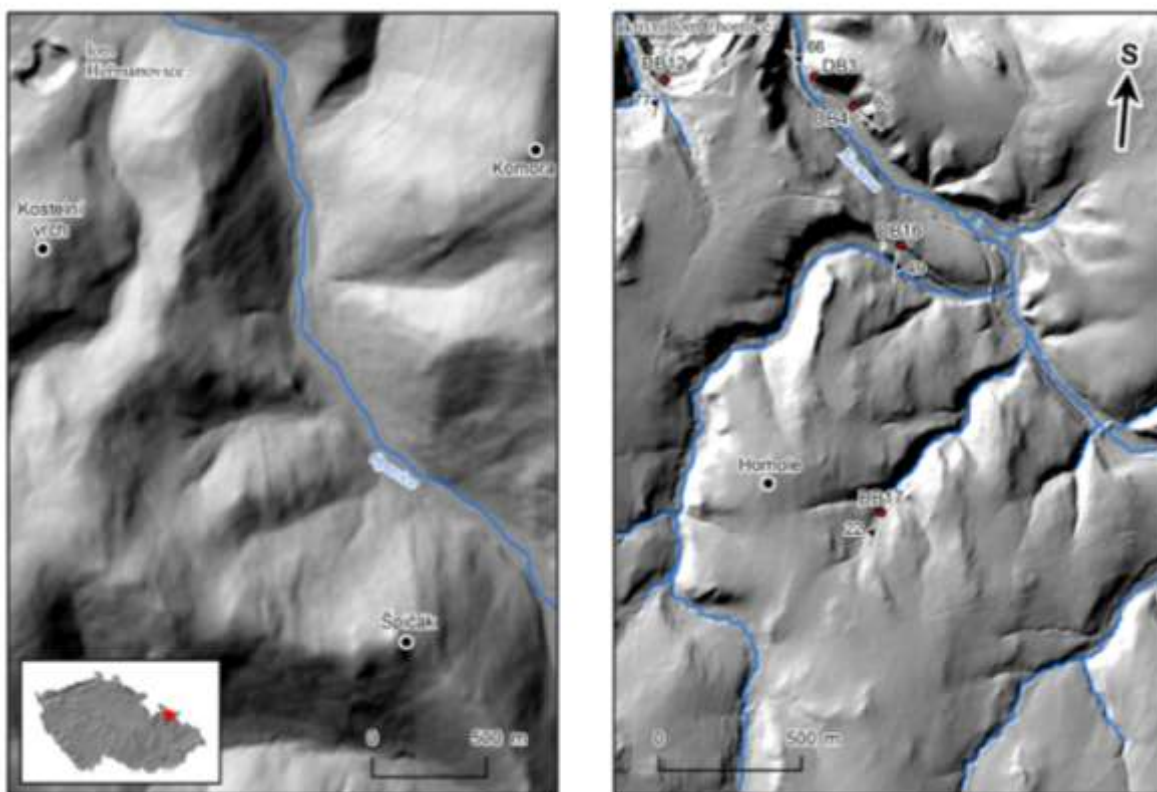
V geomorfologii celého zájmovém území se rovněž uplatňují lineární formy směru ZSZ–VJV. Za zcela dominantní lze propagaci tohoto směru považovat např. v reliéfu Přemyslovské pahorkatiny, tedy v jihovýchodním pokračování Bouzovské vrchoviny mimo ohraničenou oblast. Intenzivnější projev zsz.–vjv. orientovaných struktur směrem k jihovýchodu naznačila také analýza hustoty puklin. V širším okolí zájmové oblasti jeho propagace rovněž predisponovala směr erozních glacisů v Moravskotřebovské kotlině. V zájmovém území je predispozice geomorfologických forem těmito směry zřetelná např. v údolí Špraňku sv. od Rudky a Stráně, v horním úseku údolí Věžnice a Kladecké doliny jz. od Zahálkových skalek. V rámci této práce byl ve shodě s Bábkem a Janoškou (1997) interpretován vznik tohoto porušení ve smyslu extenzní frakturace během druhé deformační fáze, která se začala projevovat pravděpodobně v období westphalu. Tím byl predisponován vznik labského zlomového směru, který si i v pozdějších fázích podržel charakter generelně pravostranných pohybů (Schenk et al., 2004).

V oblasti Ludmírovské vrchoviny se ve velké míře projevují morfolineamenty orientace SSZ–JJV. Jedná se o směr, který Grygar a Jelínek (2003) interpretují jako lužický směr, který má při současné orientaci hlavního kompresního napětí levostranné pohybové tendence. Jeho směrem je v zájmovém území predisponován pramenný úsek a

část horního toku údolí Špraňku a část údolí toku Věžnice, které jsou na jedné zlomové linii Jesenec–Kladky.

S–J směry morfolineamentů se prosazují relativně rovnoměrně v rámci celého studovaného území. U směru S–J připadají v úvahu tři možnosti různých strukturních predispozic. Především v nectavském bloku se bude uplatňovat jako směr foliace. Foliační plochy skloněné asi 38–45° k Z zde mohou podmiňovat dosti značnou směrovou variaci v morfologickém projevu vzhledem k výrazné členitosti reliéfu, která souvisí s blízkostí nectavsko-konické zlomové zóny. Právě tato variace zřejmě vysvětluje také směry SSZ–JJV, které se intenzivně projevují na území severních svahů Kamenné hory. Směrem k JV má foliace v rámci nectavského krystalinika tendenci stáčet se do směru SSZ–JJV až SZ–JV. Naznačují to strukturní data, přičemž projev foliace v tomto směru lze dobře dokumentovat na morfologii svahu orientovaného k SV v nectavském údolí sv. směrem od kóty Na vypáleném. V jižní části studovaného areálu lze v kulmských sedimentech zřejmě vysledovat projev osní kliváže nebo vrstevnatosti. Na výchozu, na kterém byla dokumentována s.–j. orientovaná vrstevnatost (DB17, obr. 6.1), nebyl projev žádné osní kliváže zaznamenán, přičemž v okolí nebyl bohužel nalezen žádný jiný výchoz. Pro morfostrukturní projev osní kliváže nasvědčuje zjevná strmost uvažovaných planárních struktur. Měřená vrstevnatost a strukturní data z geologické mapy (Otava in Müller et al., 2000) ukazují na menší sklon vrstevnatosti (22–40° k Z) a navíc naznačují přítomnost vrásové struktury. Uvedený směr kliváže se navíc shoduje s měřeným maximem orientace tohoto prvku (88/76). Vyjádření vrstevních ploch v reliéfu lze srovnat s lokalitou zcela mimo zájmové území, totiž na příkladu oblasti Heřmanovic u Zlatých hor v Hrubém Jeseníku (obr. 6.1). Zde se projevují zpětné násuny andělskohorského souvrství na devonské formace a vrstevnatost aleuropelitických hornin tohoto souvrství se projevují podobnými lineárními strukturami jako v diskutovaném případě.

V rámci zájmového území nelze vyloučit ani existenci nepenetrativního porušení směru S–J. Mohlo by být přitom určeno anizotropií masivu danou duktilní tektonikou. Podle Bábka a Janošky (1997) byl v tomto území hlavní směr tektonického transportu v režimu dextrální transprese S–J až SSV–JJZ. V tomto směru došlo k nasunutí pánevního vývoje na přechodný vývoj moravskoslezského devonu podél z.–v. orientované násunové plochy mírně se svažující k J až JJV, a tedy k podstatnému zkrácení a faktickému vzniku konicko-mladečského devonu (Bábek, 1997; Bábek et al., 2006). Nepenetrativní křehké porušení by tedy mohlo během pozdějších fází využívat tuto anizotropickou strukturu.

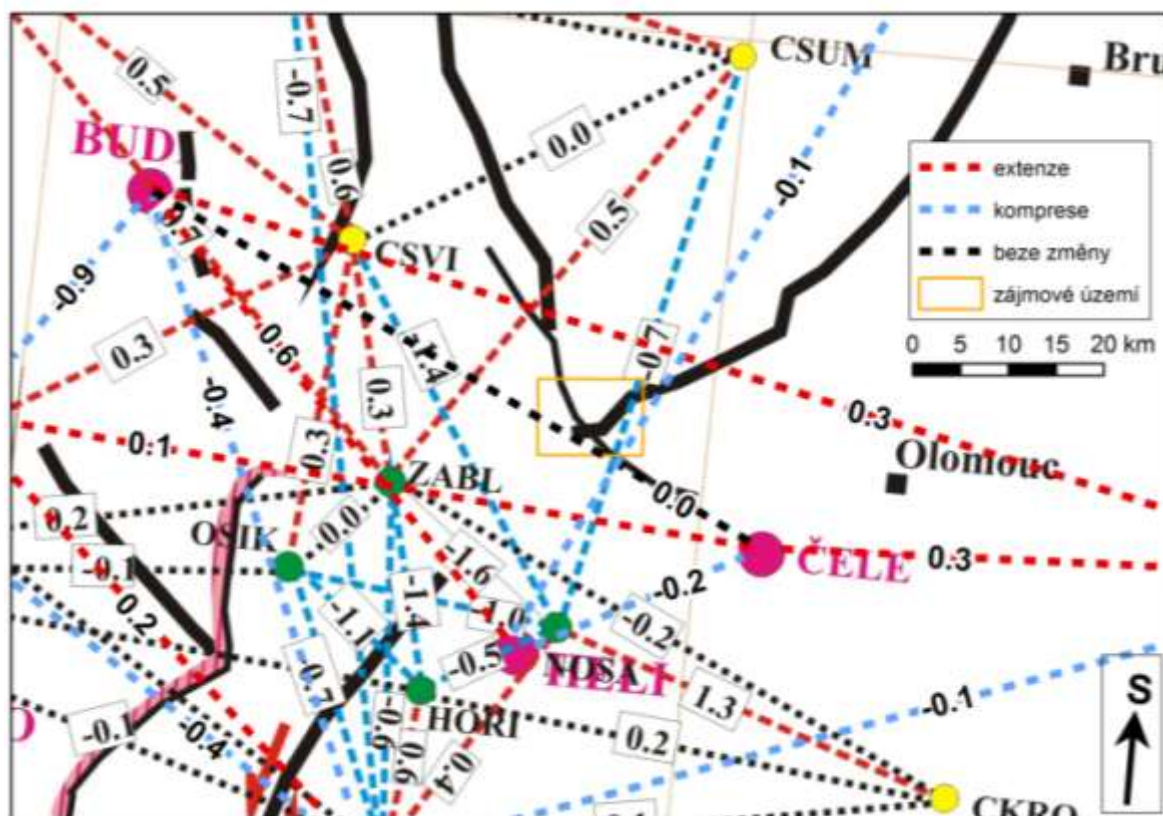


Obr. 6.1 Morfostrukturní projev vrstevnatosti v oblasti Heřmanovic v Hrubém Jeseníku (vlevo, SZ od kóty Špičák) a uvažovaný projev kliváže v zájmové oblasti východně od kóty Homole ve studovaném území (vpravo).

V geomorfologii území jsou dále výrazné značně průběžné lineární struktury směru SV–JZ, které příčně přetínají nectavské údolí v blízkosti chornického aktivního velkolomu. V tomto směru vznikla výrazná údolí příčně orientovaná k páteřnímu nectavskému údolí. Nachází se v blízkosti chornického aktivního velkolomu. Tento směr je v území spjat hlavně s kladecko-kadeřínskou linií, která podle Chlupáče a Svobody (1963) navazuje na východní pokračování okrajového zlomu Boskovické brázdy. Sv.–jz. směr je v zájmovém území pravděpodobně predisponován orientací vrásových struktur a násunů během formování kulmského akrečního klínu a nasouvání bouzovského kulmu na kladecké krystalinikum a jeho devonský obal (Bábek et al., 2006; Chlupáč a Svoboda, 1963). Zajímavým geomorfologickým aspektem je ukončení údolí pravostranných přítoků Nectavy v jejich pramenných úsecích u Liškových skalek v jedné frakturní linii směru ZSZ–VJV.

6.4 Pohybové tendence z hlediska GNSS

Na základě výsledků geodynamických měření pomocí GNSS a výsledků opakovaných nivelačních měření byl Pospíšilem et al. (2013) zkonstruován kinematický model pro region Moravy, který je postupně doplňován novými měřeními. Jeho dosavadní výsledky jsou konfrontovány jednak s výsledky podrobných geofyzikálních, geologických a geomorfologickými výzkumů v jednotlivých oblastech Českého masivu a Západních Karpat (Roštinský et al., 2013, Pospíšil et al., 2012), jednak je model využíván jako prostředek pro vymezení geodynamicky aktivních a rizikových oblastí (Pospíšil a Švábenský, 2014; Pospíšil et al., 2016).



Obr. 6.2 Model horizontálních pohybových tendencí stanovený na základě výsledků GNSS monitoringu v síti MORAVA (upraveno podle Pospíšila et al., 2013 a Pospíšila et al., 2016?, v tisku).

Výsledky modelu lze v rámci v zájmového území hodnotit pouze v menším měřítku širokého okolí studované oblasti na základě srovnání se současným napěťovým polem v zemské kůře. Recentní napěťové pole v moravskoslezské oblasti a v přilehlém okolí stanovené pro interval pliocén–kvartér na základě paleonapjatostní analýzy odpovídá orientaci hlavního kompresního napětí ve směru SSZ–JJV (Jelínek a Grygar, 2002; Grygar

a Jelínek, 2003). Souhlasí také s napjatostními poměry zjištěnými ve východních Alpách (Fodor et al., 1999) a v panonské pánvi (Decker and Peresson, 1996).

Při porovnání napěťového pole s pohybovými tendencemi kinematického modelu v rámci zájmového území však nelze dojít k jasným závěrům. Je to způsobeno jednak charakterem a dostupností dat a jednak problémy spojenými se samotnou metodou geodynamického monitoringu. Obr. 6.3 zprostředkovává nejnovější výsledky kinematického modelu Moravy (Pospíšil et al., 2016, v tisku). Z modelu je patrné, že síť není v prostoru zájmového území dostatečně hustá jako je tomu například v jihozápadní části. Výstup ukazuje kompresní a extenzní trendy v jednotlivých směrech mezi proměřovanými pevnými body. V ssv.–jjz. orientovaném směru je zaznamenána komprese, v příčném zsz.–vzv. směru extenze v sv.–jz. směru opět extenze. Důležité je uvědomovat si hodnoty posunů a vzdáleností, na které celkový pohyb vztahujeme. Uvedené pohyby a tendence lze interpretovat různými způsoby, uchopitelnější informaci by poskytl přepočítání výsledných vektorů pohybu jednotlivých bodů. Na základě výsledků lze říci, že pohyby, které z geodynamického modelu vyplývají, nejsou v rozporu se současným napjatostním modelem, ale zároveň lze na základě těchto údajů jen těžko prokázat jejich jasnou korelaci. Vzhledem k míře seismotektonické aktivity a geodynamického rizika by bylo vhodné proměřovanou GNSS síť v tomto prostoru zahustit.

ZÁVĚR

V rámci této práce bylo uskutečněno studium geologické stavby a strukturních predispozic geomorfologie zájmového území, které se nachází v oblasti severního zakončení Dražanské vrchoviny. Výzkum území se uskutečnil prostřednictvím morfostrukturních metod a analýzy geofyzikálních dat. Dílčí přístupy těchto metod zahrnovaly především: (1) analýzu strukturních dat, která byla vyhodnocena na základě měření primárních a sekundárních struktur zejména v ose nectavského údolí, umožnila rozlišení dvou deformačních fází a společně s konfrontací s literaturou dílčí interpretaci tektonických poměrů, (2) analýzu morfolineamentů a její statistické zhodnocení, prostřednictvím níž bylo zjištěno, ve kterých místech a jak se projevují lineární formy v morfologii, dále by diskutovány strukturní predispozice některých geomorfologických forem, (3) interpretaci magnetických a gravimetrických dat, která spočívala v hledání lineárních projevů a segmentace obou geofyzikálních polí, podrobněji bylo analyzováno tíhové pole prostřednictvím Linsserovy metody pro indikaci hustotních rozhraní.

Syntézu získaných poznatků lze shrnout následovně. Strukturní analýza poskytla výsledky, které jsou v relativně dobré shodě s dosavadní znalostí tektoniky zájmového území. Výsledky ukázaly na významné propagování nectavsko-konického zlomového systému směru SZ–JV, který lze na základě analýzy geofyzikálního pole charakterizovat jako převážně dextrální. Významně se v reliéfu propaguje rovněž směr ZSZ–VJV, který původně vznikl tenzní frakturací, kterou lze interpretovat uvolňováním napětí variského orogénu ve svrchním karbonu. Z geofyzikální analýzy vyplývá, že se na něm později prosadily spíše pravostranné pohyby. Významné je rovněž uplatnění směru S–J, který je často dán směrem foliace nebo vrstevnatosti, přičemž může být jeho orientace směrově variabilní vzhledem k členitému reliéfu a nízkým sklonům foliačních či vrstevních ploch. Drenážní síť často využívá směry Z–V a ZSZ–VJV.

Studium potvrdilo již známé skutečnosti o geologických strukturách a predispozičních faktorech v rámci širší oblasti a umožnilo rozšířit jejich platnost ve větším měřítku v zájmovém území. U mnoha geomorfologických forem nelze stanovit strukturní predispozici jednoznačně, lze o ní pouze vyslovovat hypotézy.

Vzhledem k hustotě geodynamické sítě v zájmové oblasti a charakteru dostupných dat zatím nelze jednoznačně interpretovat shodu pohybových tendencí se skutečným projevem napjatostního pole.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

BÁBEK, O. Faciální disjunkce jako indikátor příkrovové plochy uvnitř konicko-mladečského pruhu. Sedimentární a tektonický vývoj synorogenních pánví. II. seminář České tektonické skupiny. *Sborník abstraktů*, 1997, 1-2.

BÁBEK, O. Structure on unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian zone, Bohemian Massif: a review. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*. 2006, Vol. 239, no. 1, p. 37-75. ISSN 0077-7740.

BÁBEK, O., JANOŠKA, M. Tectonic evolution of the Konice-Mladeč Belt: Structural Analysis and a facies disjunction. *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Fac. Rer. nat., Geologica*, 1997, 35.

BÁBEK, O., KALVODA, J., KREJČÍ, Z. New stratigraphical results in the Paleozoic of the Dražanská vrchovina Upland (Moravia, Czech Republic). 1994, 39, 197-204.

BÁBEK, O., Mikrofaciální analýza karbonátových hornin devonu a spodního karbonu a její dopad na interpretaci vnitřní stavby konicko-mladečského pruhu. *Journal of the Czech Geological Society*. 1997, Vol. 42, p. 59-73.

BALATKA, B., KALVODA, J. Geomorfologické členění reliéfu Čech. Praha: Kartografie Praha 2006, 79 s. ISBN 80-7011-913-6.

ČEPEK, L. Tektonika boskovické brázdy. *Věstník Státního geologického ústavu Republiky Československé*, 20 (1945), 1946, 128-130.

ČGS. Soubor geologických a účelových map ČR v měřítku 1:50 000 : Geologická mapa ČR list 24-21 Jevíčko. Redaktor listu J. Otava. Vydání první. LABEL s.r.o., 2000

DECKER, K., PERESSON, H. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: WESSELY, G., LIEBL, W. (eds.). *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelt and Basins of Central and Eastern Europe*. EAGE Special Publication, 1996, No. 5, 69-77.

DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. Praha: Academia 1987, 476 s.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P., BALATKA, B., OCHMAN, J. *Zeměpisný lexikon ČR*. Brno: AOPK ČR 2006, 580 s. ISBN 80-86064-99-9.

DEMEK, J., SLAVÍK, P. Morfostruktury. In: KOLEJKA, J., MACKOVČIN, P., PÁLENSKÝ, P. (eds.). *Přírodní krajina In: Atlas krajiny České republiky*. Měřítko různá. Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, 2009, 1 atlas (331 s.). ISBN 978-80-85116-59-5.

DVOŘÁK, J., HAVLÍČEK, V., CHLUPÁČ, I. et al. Závěrečná zpráva o základním výzkumu devonu a spodního karbonu Moravského krasu (Final report on the basic research of the Devonian and Late Carboniferous of the Moravian Karst). Report, Czech Geol. Surv. – Geofond 1961.

DVOŘÁK, Vojtěch a Rostislav MELICHAR. Nástin tektonické stavby severní části Moravského krasu. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, Brno: Masarykova Univerzita, 2002, roč. 9, -, s. 51-54. ISSN 1212-6209.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I., BENKOVICS, L. Tertiary tectonics evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: FURANE, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds).

The Mediterranean Basis: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications, 1999, 156, 295-334.

FOLDYNA J., RATIBORSKÝ J., KABELÁČ J., BLAŽEK R., GRYGAR R., NOVÁK J., SCHENK J., GAVLOVSKÝ E., TYRNER M., KUBEČKA E., MIKULENKA, V. Závěrečná zpráva ke grantovému úkolu GA ČR č. 105/94/1124 – *Sledování pohybů suprakrustálních bloků na styku Českého masivu a Alpskokarpatské soustavy globálních polohových systémů* (GPS). MS archiv VŠB – Technická Univerzita Ostrava a ČVUT Praha, 1997. 51 s.

FOLDYNA, J., RATIBORSKÝ, J., KABELÁČ, J., BLAŽEK, R., GRYGAR, R., NOVÁK, J., SCHENK, J., GAVLOVSKÝ, E., TYRNER, M., KUBEČKA, E. AND MIKULENKA, V. Final report of the grant project GA CR Nr. 105/94/1124 – Monitoring the supracrustal blocks movements at the Bohemian Massif and Alpine-Carpathian Arc border by Global Positioning System (GPS) method. MS archive VŠB – Technical University Ostrava and CTU Prague, 1997, 51 pp.

FRANCŮ, E., FRANCŮ, J., KALVODA, J., POELCHAU, H. S., OTAVA, J. Burial and uplift history of the Palaeozoic Flysch in the Variscan foreland basin (SE Bohemian Massif, Czech Republic). In: Bertotti, G., Schulmann, K., Cloetingh, S. (eds.): *Continental collision and the tectono-sedimentary evolution of forelands. European Geophysical Society - Stephan Mueller Special Publication Series*. 2002, Vol. 1, 259-278. /Cit. 9. leden 2008/. Dostupný na www: <http://www.copernicus.org/EGU/stmueller/1/smsps-1-167.pdf>

GRAUCH, V. J. S., HUDSON, M. R., MINOR, S. A. Aeromagnetic expression of faults that offset basin fill, Albuquerque basin, New Mexico. *Geophysics*. 2001, 66(3), 707-720. doi: 10.1190/1.1444961

GRYGAR, R., JELÍNEK, J. The Upper Morava and Nysa pull-apart grabens - The evidence of neotectonic dextral transtension on the Sudetic faults systém. *Acta Montana*. 2003, Ser. A, No. 24 (131), 51-59.

HALAVÍNOVÁ M. Genetická charakteristika hydrotermální mineralizace v klastických horninách spodního karbonu Dražanské a Zábřežské vrchoviny. Dipl. práce, MU Brno 2005.

HANŽL P. The correlation between the Nectava gneisses and granodiorites of the northern part of the Brno massif. *Věstník Českého geologického ústavu*. 1994, 69, 3, 73-80.

HANŽL, P. Předběžné výsledky mapování nectavského krystalinika. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993*. 1994, 1, 80-81.

HANŽL, P. Výsledky mapování kladeckého krystalinika pro mapu 1: 50 000 Jevíčko. *Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1994*. 1995, 85-86.

HAVÍŘ J. Orientations of recent principal stress axes in the Jeseníky region. *Acta Geodyn. Geomater*. 2004, 1, 3. 49-57.

HAVÍŘ, J. Příspěvek k poznání deformace permokarbonských sedimentů jižní části boskovické brázdy. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996*. 1997, 56-57.

HAVÍŘ, J. Principal stress axes orientations in the NE part of the Bohemian Massif during cainozoic – present knowledge, difficulties and limits. *On recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas, abstracts*. Jugowice: 12th Czech-Polish Workshop, 20-22 October. 2011, 26.

- HAVÍŘ, J., ŠPAČEK, P. Recent tectonic activity and orientations of the principal stress in the Jeseníky region. *Geolines*, 2004, 17, 38-39.
- HAVÍŘ, J., ŠPAČEK, P. Recent tectonic activity and orientations of the principal stress in the Jeseníky region. *Geolines*. 2004, 17, 38-39.
- HAVÍŘ, J., PAZDÍRKOVÁ, J., SÝKOROVÁ, Z., ŠPAČEK P. Projevy seismo-tektonické aktivity v sv. části Českého masivu v období 2004-2005. *Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 2005*. 2006, vol. 13, no. 1, 2006. Masarykova univerzita, Brno. 120-121.
- HLADIL, J. Moravian Middle and Late Devonian buildups: Evolution in time and space with respect to Laurussia Shelf: Courier Forschungsinstitut, 1994, 172.
- HLOBILOVÁ J. Příspěvek k petrografii krystalinika v Hornomoravském úvalu I. *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat.*, 1963, 10, 119-177.
- HLOBILOVÁ, J. Monografie nectavských rul. *Sborník VŠP Olomouc. Přírodní vědy V, geol-geogrbiol. 2. Olomouc* 1958.
- CHÁB, J., BREITR, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J., ZAPLETAL, J. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Praha 2008. 283 stran.
- CHADIMA M., MELICHAR, R. Tektonika paleozoika střední části Dražanské vrchoviny. Přírodovědná studie Muzea Prostějovska, Prostějov 1998.
- CHLUPÁČ, I., SVOBODA J. Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Dražanské vrchovině (Geological conditions of the Devonian in the Konice-Mladeč area on the Dražanská vrchovina [Dražany Plateau]). *Sborník Ústředního ústavu geologického. Odd. geol.* 28 (1961), 1963, 347–386.
- CHLUPÁČ, I., SVOBODA, J. Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Dražanské vrchovině. *Sborník ÚÚG*, 1963, 28.
- CHLUPÁČ, I., SVOBODA, J. Závěrečná zpráva o základním geologickém výzkumu devonu v Konicko-mladečském pruhu na Dražanské vysočině (Final report on the basic geological research of the Devonian in the Konice-Mladeč Zone in the Dražany Upland). Report, Czech Geol. Surv. – Geofond 1961.
- JAROŠ, J., MÍSAŘ, Z. Problém hlubinného zlomu boskovické brázdy. *Sborník geologických věd: Geologie*. 1967, 12, 131-147.
- JELÍNEK, J. Detection of morpholineaments by morphostructural analysis of digital relief model: monograph. Košice: Technická univerzita v Košiciach 2014, 63 s. ISBN 978-80-553-1757-1.
- JELÍNEK, J., GRYGAR, R. Interaction between Alpine and Variscan orogeny on the basis of study digital elevation models – Moravosilesian area. *Acta Montana*. 2002, Ser. A, No. 20 (124), 51-55.
- JENNESS, J. Tools for Graphics and Shapes: Extension for ArcGIS. Jenness Enterprises 2013. Available at: http://www.jennessent.com/arcgis/shapes_graphics.htm
- KADLEC, J. Pliocenní a kvartérní sedimenty na mapovém listu 1 : 50 000 Jevíčko (24-21, Jevíčko). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 1995, roč. 2, s. 6. ISSN 1212-6209
- KALVODA, J., OTAVA, J., HLADIL, J., BÁBEK, O. Nové stratigrafické údaje z Bouzovského a Západodražanského kulmu. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*. Brno: Český geologický ústav Brno 1995, s. 51–52.

- KETTNER, R. Geologická stavba Dražanské vrchoviny. *Vlastivědný ústav, práce odboru přírodních věd*. 1966, 8.
- KETTNER, R. Tektonika konicko-mladečského devonu na dražanské vrchovině. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 1965, 40.
- KHESIN, B. E., ALEXEYEV, V. G., EPPELBAUM, L. Interpretation of geophysical fields in complicated environments. Vol. 14. Springer Science & Business Media 2013, 365 p.
- LACIKA, J. Klasifikácia metód morfoštruktúrnej analýzy reliéfu. Sborník prací 12, Bratislava: GGÚ-SAV 1986, s. 36–38.
- LACIKA, J., URBÁNEK, J. New morphostructural division of Slovakia. *Slovak Geological Magazin*. 1998, 4, 1, 17–28.
- LINSSER, H. Investigation of tectonics by gravity detailing. *Geophysical Prospecting*. 1967, vol. 36, p. 733-751.
- MALCOVSKÝ, M. Tektonogenese platformního pokryvu Českého masívu. Praha 1977, 53, 176p.
- MATĚJOVSKÁ, O. Kinematics of Variscan shear deformation in Moldanubian metamorphic Complex (SW Moravia). *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif*. Praha: Český geologický ústav 1992. s. 233-246.
- MELICHAR R. Výsledky nového geologického mapování paleozoika na Dražanské vrchovině. *Přírodovědné studie Muzea Prostějov*, 1999, 2, 81-84.
- MELICHAR, R. Tektonický význam boskovické brázdy. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994*, 1995, 64-66.
- MELICHAR, R., JAŠKOVÁ V. Přírodovědné studie Muzea Prostějovska. 1999, 95 s. ISBN 80-86276-01-5.
- MELICHAR, R., JAŠKOVÁ V. Přírodovědné studie Muzea Prostějovska. 1998, 144 s. ISBN 80-900106-9-5.
- MÜLLER, V., ČURDA, J., MANOVÁ, M., OTAVA, J., PAČESOVÁ, E., REJCHRT, M., RÝDA, K., ŠALANSKÝ, K. Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 24-21 Jevíčko. Soubor geologických a ekologických účelových map. 62 s. Praha: Český geologický ústav 2000. ISBN 80-7075-408-7
- OTAVA, J. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993. Brno: Masarykova univerzita 1994, 114 s.
- PÁNEK, T. Morfostrukturní analýza české části Čantoryjské hornatiny (Slezské Beskydy). *Geografie, Sborník České geografické společnosti*, 2001, 106, 3, s. 148–165.
- PÁNEK, T., DURAS, R. The morphotectonics of the eastern marginal slope of Ropice-Range (The Moravskoslezské beskydy Mts.). *Moravian geographical reports*. 2002, 10, 2. Brno: Institute of Geonics, ASCR. p. 20–27. ISSN 1210-8812.
- PEŠEK, J., HOLUB, V., JAROŠ, J., MALÝ, L., MARTÍNEK, K., PROUZA, V., SPUDIL, J., TÁSLER, R. Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geologický ústav. Praha 2001. 243 stran.
- POHN, H. A. Joint spacing as a method of locating faults. *Geology* 9, 1981, 258–261.

- POSPÍŠIL, L., ROŠTÍNSKÝ, P., ŠVÁBENSKÝ, O., WEIGEL, J., WITISKA, M., Active Tectonics in the Eastern Margin of the Bohemian Massif - Based on the Geophysical, Geomorphological and GPS Data. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2012, 9, s. 315-329. ISSN 1214-9705.
- POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O., KURUC, M. Identification and control of geodynamical risk zones in the Western Carpathians using geophysics, satellite images and GPS data. *Springer*. Springer International Publishing, Berlin, 2016
- POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O., ROŠTÍNSKÝ, P. Recent geodynamic and geomorphological analyses of the Diendorf–Čebín Tectonic Zone, Czech Republic. *Tectonophysics*. Elsevier 2013. ISSN 0040-1951.
- POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O., ROŠTINSKÝ, P., NOVÁKOVÁ, E., WEIGEL, J. Geodynamically risk zone at northern part of the Boskovice Furrow. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2016 - in press.
- POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O., WEIGEL, J. Movement tendencies in the Moravian region: Kinematical model. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. AV ČR Praha, Praha 2013. ISSN 1214-9705.
- POSPÍŠIL, L., ŠVÁBENSKÝ, O., WEIGEL, J. Movement tendencies in the Moravia region: Kinematical model. *Acta Geodyn. Geomater.* 2013, Vol. 10, No. 3 (171), 307-321.
- PRICE, N. J., COSGROVE, J. W. Analysis of Geological Structures. Cambridge: Cambridge University Press 1990, 502pp.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. New York: Academic press 1987, 307pp.
- SEDLÁK, J., ZABADAL, S., GNOJEK, I., SKÁCELOVÁ, Z., MLČOCH, B. New gravity survey in the SE part of the Bohemian Cretaceous Basin. *Geoscience Research Reports for 2014*, p. 175-178.
- SEDLÁK, J., ZABADAL, S., GNOJEK, I., SKÁCELOVÁ, Z., MLČOCH, B. Nový tíhový průzkum v jihovýchodní části české křídové pánve. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2014*, s. 175-178.
- SEN, M. K., STOFFA, P. L. Global optimization methods in geophysical inversion. Cambridge University Press 2013, 289 p.
- SHU-KUN HSU, JEAN-CLAUDE SIBUET, CHUEN-TIEN SHYU. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 1996, 61(2), 373-386. doi: 10.1190/1.1443966
- SKÁCELOVÁ, Z., SÝKOROVÁ, Z., HAVÍŘ, J. Lokalizace slabých tektonických otřesů z okolí Jevíčka a Poličky v roce 1998. [Localisation of weak micro-earthquakes near Jevíčko and Polička in 1998]. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*, 1999, vol. 6, no. 1, 156-157.
- SNIEDER, R., TRAMPERT, J. Inverse problems in geophysics. Vienna: Springer 1999. 119–190 p.
- STŘELCOVÁ, E., FRANCŮ, J. Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu (24-21 Jevíčko). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 1997, Roč. 4, s. 83-85. ISSN 1212-6209.
- STŘELCOVÁ, E., FRANCŮ, J., POELCHAU, H. S. Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu. *Geol. výzk. Mor. Slez. v 1996*. 1997, 83-85.

- SUESS F. E. Bau und Bild der Böhmischen Masse. 1903, 322 pp.
- SYLVESTER, A. G. Strike-Slip Faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1988, 100, 1666-1703.
- ŠEFARA, J. Interpretation of vertical density interfaces using a map of gravity anomalies by means of digital computer. *Sborník Geologických Vied.* 1973, vol. 11, p. 19-27.
- ŠPAČEK P., BÁBEK O., ŠTĚPANČÍKOVÁ P., ŠVANCARA J., PAZDÍRKOVÁ J., SEDLÁČEK J. The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*. 2015, 104, 4, 963-990. DOI 10.1007/s00531-014-1121-7.
- ŠPAČEK P., ŠVÁB J., ŠTĚPANČÍKOVÁ P., TÁBOŘÍK P. Kvartérní zlomová tektonika v Hornomoravském úvalu. 19. *Kvartér - sborník abstrakt.*, MU Brno, 2013.
- ŠPAČEK, P., BÁBEK, O., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., ŠVANCARA, J., PAZDÍRKOVÁ, J., SEDLÁČEK, J. The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*. 2015, 104, 4, 963–990
- ŠPAČEK, P., ZACHERLE, P., SÝKOROVÁ, Z., PAZDÍRKOVÁ, J., HAVÍŘ, J. Microseismic activity of the Upper Morava Basin and surroundings. *Transactions of the VŠB–Technical University of Ostrava, civil engineering series*, 2008, vol. 8, no. 2, 287-295.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., DOHNAL, J., PÁNEK, T., ĽÓJ, M., SMOLKOVÁ, V., ŠILHÁN, K. The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Journal of Applied Geophysics* 74, 2011, s. 69-80.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., HÓK, J., NÝVLT, D., DOHNAL, J., SÝKOROVÁ, I., STEMBERK, J. Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). *Tectonophysics*, 2010, 485, 1-4, 269–282. doi: 10.1016/j.tecto.2010.01.004
- TREITEL, S., LINES, L. Past, present, and future of geophysical inversion. A new millennium analysis. *Geophysics*. 2001, 66(1), 21-24. doi: 10.1190/1.1444898
- WEIGEL, J. Vyšší geodézie II, Modul Základní výškové (nivelační) sítě. Vyšší geodézie II. Brno: CERN 2007. 111 str.
- WIJNS, CH., PEREZ, C., KOWALCZYK, P. Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*. 2005, 70(4), L39-L43. doi: 10.1190/1.1988184

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1.1 Vymezení území na podkladu Základní mapy ČR, měřítko 1 : 200 000 (ČÚZK).

Obr. 1.2 Geologická mapa zájmové oblasti a širšího okolí v měřítku 1 : 200 000 na podkladu digitálního modelu 4. generace (ČÚZK).

Obr. 2.1 Body některých geodynamických sítí zmíněných v textu (Pospíšil et al., 2014).

Obr. 3.1 Některé příklady měřených strukturních prvků a morfologických aspektů, kterým byla v terénu věnována pozornost: a. pukliny osní kliváže, b. akreční stupně na zlomové ploše (na obrázku se subhorizontálně ukloněnými striacemi, sinistrální pohyb), c. tektonické ohlazy s rýhováním, d. orientace extenzních puklin (na obrázku s pérovitou strukturou na puklinové ploše), e. morfologie terénu a identifikace kvartérních tvarů, např. teras či zarovnaných povrchů. Obr. 4.1 Konturový diagram měřené osní kliváže S_2 (červeně) a vrstevnatosti a foliace S_1 (modře). Obr. 4.2 Systematické pukliny zobrazené na růžicovém a konturovém diagramu.

Obr. 4.3 Růžicové a konturové diagramy střížných (červeně) a extenzních (modře) puklin.

Obr. 4.4 Hustota puklin měřená na jednotlivých dokumentačních bodech (DB) a znázorněná na polárních grafech dle litologie. V grafech jsou vyjádřeny počty hodnot hustoty puklinových systémů (N). Směry v grafech vyjadřují směry spádové přímky puklinových ploch, nikoliv přímky hlavní. Obr. 4.6 Naměřené zlomy zobrazené na diagramu velkých oblouků a konturovém diagramu.

Obr. 4.8 Identifikovaná síť morfolineamentů s automaticky vygenerovanou drenážní sítí na podkladu obarveného DMR4G.

Obr. 4.9 Polární diagramy znázorňující výsledky směrové analýzy drenážní sítě a morfolineamentů.

Obr. 5.1 Obraz magnetických anomálií v širším okolí zájmového území na podkladu DMR4G (osvit 315/45), anomálie jsou vyjádřeny rastrem v relativní škále a izoliniemi, interval izolinií je 25 nT.

Obr. 5.2 Úplné Bouguerovo anomální pole v širším okolí zájmového území. Anomálie jsou vyjádřeny zprůhledněným barevným rastrem a izoliniemi s krokem 1 mGal, podkladem je osvit rastru ÚBA ze SZ.

Obr. 5.3 Hustotní rozhraní detekovaná Linsserovou metodou pro modelové hloubky $h = 327$ m (černé značky) a $h = 6\ 881$ m (červené značky). Naznačené indikace, které jsou kategorizovány podle hodnoty parametru EC (vysvětlení v textu), mají charakter geologické značky pro planární prvek, přičemž delší čárka značí směr hlavní přímky tělesa hustotního rozhraní, kratší znak indikuje směr poklesu hodnoty hustoty (úplné Bouguerovy anomálie). Podkladem je DMR4G (osvit 315/45) obarvený zprůhledněným rastrem úplných Bouguerových anomálií.

Obr. 6.1 Morfostrukturní projev vrstevnatosti v oblasti Heřmanovic v Hrubém Jeseníku (vlevo, SZ od kóty Špičák) a uvažovaný projev kliváže v zájmové oblasti východně od kóty Homole ve studovaném území (vpravo).

Obr. 6.2 Model horizontálních pohybových tendencí stanovený na základě výsledků GNSS monitoringu v síti MORAVA (upraveno podle Pospíšila et al., 2013 a Pospíšila et al., 2016?, v tisku).