

BP 58

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav petrologie a strukturní geologie

Mechanismy vzniku a vývoje křehkých struktur

Origin and development of brittle structures

Bakalářská práce

Michaela Dubová



Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Praha 2008

Poděkování

Děkuji všem, kteří mi pomáhali při zpracování předkládané bakalářské práce. Hlavní dík patří RNDr. Kryštofu Vernerovi, Ph.D. za jeho čas, rady, názory a připomínky, které výraznou měrou přispěly k napsání mé bakalářské práce.

Obsah

I. část

MECHANISMY VZNIKU A VÝVOJE KŘEHKÝCH STRUKTUR

1. ÚVOD	1
2. MECHANIKA VZNIKU KŘEHKÝCH STRUKTUR	1
2.1. Mohr-Coulombova obálka pevnosti	2
2.2. Křehké porušení	3
2.3. Možné vztahy mezi napětím a výslednou deformací	4
3. KLASIFIKACE KŘEHKÝCH STRUKTUR	5
3.1. Puklinové struktury	6
3.1.1. Cloosův model	7
3.2. Zlomové struktury	8
4. ČASOVÉ A GEOMETRICKÉ VZTAHY PUKLINOVÝCH A ZLOMOVÝCH STRUKTUR	10

II. část

ANALÝZA KŘEHKÝCH STRUKTUR V OBLASTI KRKONOŠSKO-JIZERSKÉHO KRYSTALINIKA

5. ÚVOD	12
6. PŘEHLED GEOLOGICKÉHO VÝVOJE STUDOVANÉ OBLASTI	12
6.1. Lugikum	12
6.1.1. Krkonoško-jizerské krystalinikum	14
6.1.2. Krkonoško-jizerský plutonický komplex	18
6.2. Puklinové a zlomové struktury KJPK	19
7. VÝSLEDKY STRUKTURNÍ ANALÝZY NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH KJPK A KJK	19
7.1. Lokalita Fojtka	19
7.2. Lokalita Vápenný vrch u Raspenavy	20
7.3. Lokalita Žulový vrch u Ruprechtic	21
7.4. Lokalita Ruprechtice	22
7.5. Lokalita Josefův Důl	23
8. DISKUZE A ZÁVĚRY	23
Literatura	26
Příloha A: Dokumentační deník	29

I. část

MECHANISMY VZNIKU A VÝVOJE KŘEHKÝCH STRUKTUR

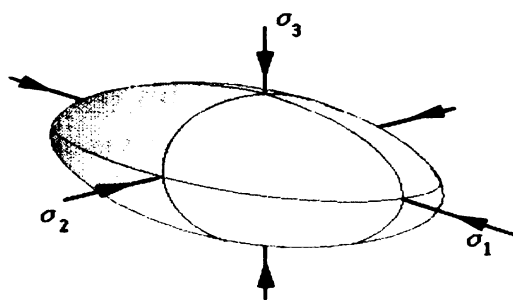
1. ÚVOD

Deformace se uskutečňuje většinou mechanickým pohybem deformovaného tělesa a jeho stavebních částic. Určujícím faktorem jsou především vlastnosti deformované hmoty, které se však během deformace mění v závislosti na změnách termodynamických podmínek deformace i na čase trvání a rychlosti deformace. Obor mechaniky, který se zabývá reakcemi pevných i tekutých materiálů na deformující síly v čase, se nazývá reologie. Podle teorie průběhu deformace prochází týž materiál během progresivně se vyvíjejících podmínek deformace (především zvyšování napětí) obecně několika deformačními stadii, z nichž základní jsou postupně tři: *elastická, duktilní a křehká*. Stav materiálu při přechodu z jednoho stadia do druhého jsou kritické meze deformace, které jsou zobrazovány v deformačních diagramech. Deformace křehkého charakteru, již se budeme v této práci zabírat, nastává tedy jako finální výsledek deformačních procesů za nízkých teplot.

2. MECHANIKA VZNIKU KŘEHKÝCH STRUKTUR

*Stav tělesa v pohybu či v klidu závisí na velikosti působící síly (Newtonův zákon $F = m \cdot g$ (a); kde F je síla, m je hmotnost a g je gravitační zrychlení). Sílu, která působí na jednotku plochy, můžeme označit jako *napětí*. Napětí může působit kolmo na povrch tělesa, ve kterém tak vyvolává tlak (zde dochází k redukci objemu) nebo tah (dochází k extenzi). Jedná-li se o šikmé působení sil, dochází ke střížnému napětí. Existence orientovaného napětí bývá příčinou tektonické napjatosti hornin, pohybů a deformací v zemské kůře. Ortogonální složky působícího orientovaného napětí v zemské kůře označujeme konvekčně $\sigma_{1,2,3}$, velikost jednotlivých složek pak klesá od σ_1 k σ_3 . Tedy stav napětí v horninách je charakterizován třemi hlavními napětíovými osami, jež definují napětíový elipsoid znázorněný na obr. 1. (Angelier, 1975; Hancock, 1994). Tvar napětíového elipsoidu lze popsat pomocí funkce, jakožto poměr napětíových rozdílů, který je definován:*

$$f = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$



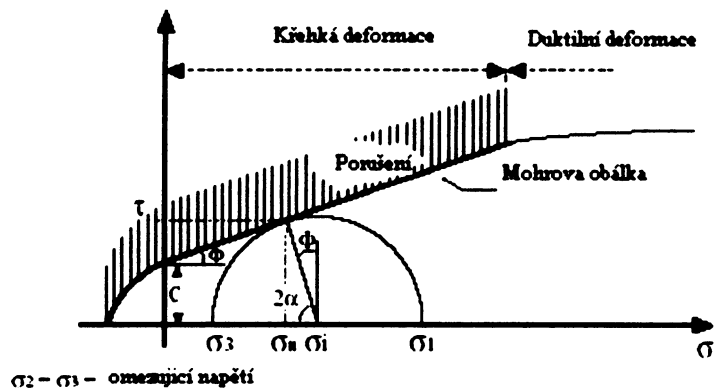
Obr. 1. Napětíový elipsoid

2.1. Mohr-Coulombova obálka pevnosti

Pro vyjádření podmínek mezního stavu existuje celá řada hypotéz, z nichž pro horniny v oblasti tlakového namáhání je nejrozšířenější *Mohrova podmínka mezních stavů*. Mezním stavem hornin většinou rozumíme takovou úroveň napětí nebo přetvoření, při jejichž dosažení se hornina mění buď plasticky, nebo křehce. Mezní stav pak závisí na maximálním tečném napětí, přičemž toto napětí je rovno polovičnímu rozdílu nejvyššího a nejnižšího normálového napětí. Tuto situaci můžeme vyjádřit graficky v souřadnicích $\sigma - \tau$ pomocí tzv. Mohrovy obálky (obr. 2.). Pro horniny má Mohrova obálka nejčastěji tvar obecné paraboly, která má počátek v hodnotě σ_c , což je pevnost ve všesměrném tahu. Mohrovy kružnice procházejí vždy nejnižším a nejvyšším normálovým napětím. Střížné porušení nastane na ploše v okamžiku, kdy střížné napětí τ je dostatečně velké, aby překonalo kohezi (C) na ploše a tření ($\mu \cdot \sigma_n$). Vyjadřuje ho následující kritérium:

Obr. 2. Grafické zobrazení Mohrovy obálky pevnosti

τ = kritické střížné napětí nutné k frakturaci
 σ_n = normálové napětí
 μ = koeficient vnitřního tření
 C = kohezní pevnost



Coulombovo kritérium:

$$\tau = C + \mu \cdot \sigma_n$$

Podmínka pro začátek střížného porušení materiálu není limitována velikostí vzorku. Zlomové struktury se v křehkém režimu mohou formovat pouze, když velikost napětí bude odpovídat mezní hodnotě. Tato funkce (f) se může prezentovat dvěma různými způsoby: za prvé, experimentální hornina a půda jakožto mechanický důkaz naznačuje, že střední efektivní hlavní napětí σ'_2 má mnohem menší efekt na střížnou sílu geologického materiálu, než maximální a minimální složka napětí. Proto lze vztah zjednodušit na:

$$(\sigma_I - \sigma_{III})/2 = f[(\sigma'_I + \sigma'_{III})/2] \quad (1)$$

kde nezáleží na středním napětí. Za druhé, pro většinu hornin se širokou škálou trojosé komprese, kde je funkce f téměř lineární a může být vyjádřena dvěma empirickými konstantami φ a τ_0 :

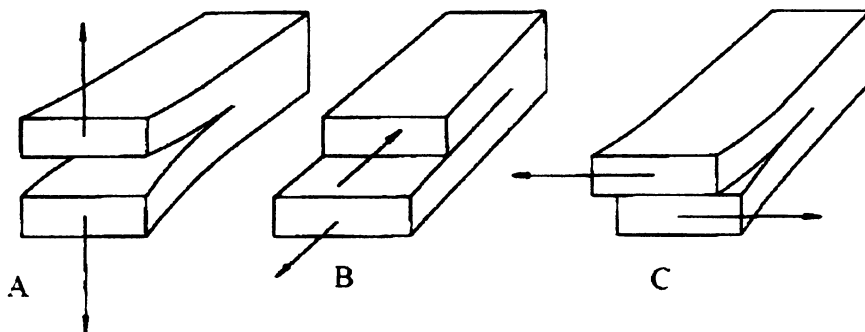
$$\frac{\sigma'_I - \sigma'_{III}}{2} = \frac{\sigma'_I + \sigma'_{III}}{2} \cdot \sin \varphi + \tau_0 \cos \varphi \quad (2)$$

Úhel φ je často popisován jako „úhel vnitřního tření“ horniny. Jedná se o formální koncept pomáhající k vyjádření nárůstu střížné síly s efektivním tlakem. Koeficient τ_0 je „koheze“ neboli část střížného odporu, který je neměnný v působícím tlaku. Průměrně je to kolem 10-20 MPa v sedimentárních horninách a v krystalických se může zvýšit na 50 MPa. Úhel tření φ dosahuje od 10° do 50° s průměrnou hodnotou kolem 30°, kdy dochází nejčastěji ke střížnému porušení horniny (Mandl, 2000).

2.2. Křehké porušení

Měření a sledování systémů křehkých struktur nám může ledačos sdělit o tektonickém napětovém poli, které bylo aktivní v době vzniku struktury či v čase její reaktivace. Dále, když známe tektonický vývoj určité oblasti, můžeme si vytvořit představu o charakteru a orientaci struktur očekávatelných uvnitř horninového masívu. Informace o rozmístění otevřených, vyhojených nebo uzavřených puklin je základní pro tok fluid a pro rekonstrukci migrace rudních žilek nebo fluid (Mandl, 2005).

Podle Mandla (2005) jsou planární fraktury definovány jako struktury, jejichž stěny byly oddáleny po celé délce fraktury ve vzdálenosti, která je mnohem menší než délka fraktury. Tomuto stavu odpovídá jeden ze tří typů pohybu na obrázku č. 3:

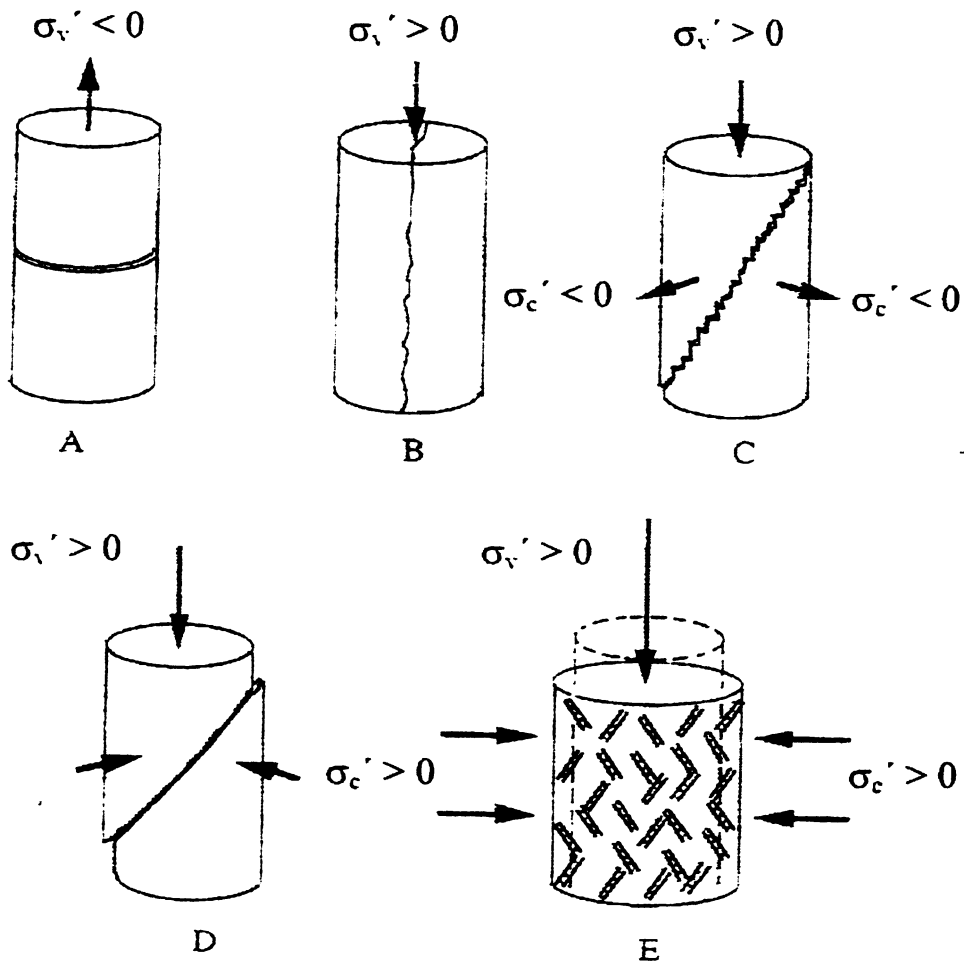


Obr. 3. Základní typy fraktur: A) I. módu – otevřený typ struktury; B) II. módu - rovinný smyk (stříh) nebo posun; C) III. módu - antiplanární posun či stříh (Mandl, 2005).

Základní členění možných křehkých porušení horninového vzorku podle Mandla (2005) znázorněné na obr. 4:

- A) tenzní fraktura
(tension fracture)
- B) extenzní fraktura nebo kliváž
(extension or „cleavage“ fracture)

- C) dilatační nebo hybridní extenzně-střižná fraktura
(dilatational or hybrid extension-shear fracture)
- D) střižná fraktura
(shear fracture)
- E) mnohonásobně střižná kataláza
(multi-shear cataclasis)



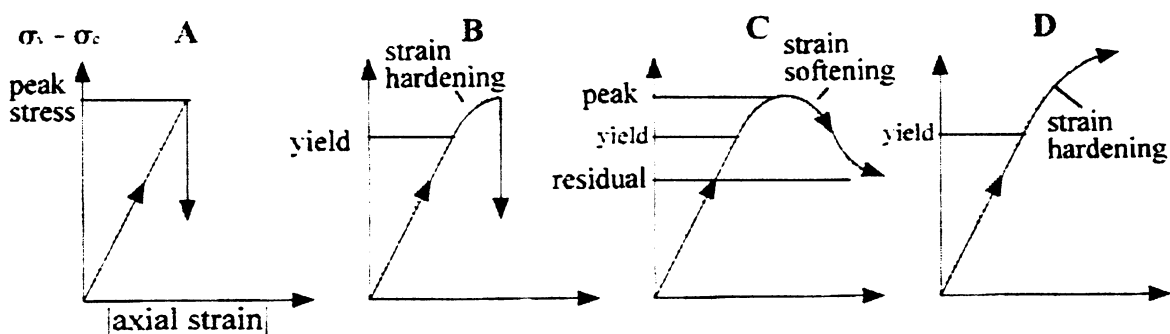
Obr. 4. Typy porušení horninových vzorků pod osově souměrným zatěžováním (Mandl, 2005)

2.3. Možné vztahy mezi napětím a výslednou deformací

Na obrázku 5A je zobrazeno ideální nebo čistě křehké porušení horniny. Materiál v tomto případě zareagoval na zatížení ryze elastickou extenzí či zkrácením a v hladině maximálního napětí podlehl frakturaci. Tato frakturace byla doprovázena prudkým poklesem napětí a uvolněním tlaku, přičemž došlo k rozdělení vzorku na části, které nebyly vystaveny permanentní deformaci. Ve skutečnosti, hornina se nedeforuje v ryze elastickém průběhu až k vrcholovému napětí, ale k deformaci dochází za nižšího napětí (yield point; obr. 5D). Tato mez leží obvykle v půlce strmé křivky mezi počátkem

deformace a vrcholem. Zvyšování napětí v mezích stability horniny považujeme za „strain hardening“ (tzv. mechanické tvrzení, zpevňování, obr. 5B). V tomto případě hornina odolává zvyšujícímu se napětí do hladiny dosažení max. únosného napětí a v tomto bodě opět dochází k frakturaci. Povrcholové klesání křivky značí postupnou redukcii únosnosti materiálu, obvykle označené jako „strain softening“ (tzv. materiálové měkčení; obr. 5C). Na ploše fraktury, kde zůstává uchována částečná soudržnost materiálu je uchováváno reziduální diferenciální napětí $\sigma_{v, res} - \sigma_c$. (obr. 5C). Na obrázku 5D je znázorněna situace, kdy je horninový vzorek zatěžován tlakem axiálně i laterálně, což je typické například pro vytvoření tektonických zlomů. Diferenciální napětí $\sigma_v - \sigma_c$ v tomto případě dosahuje vrcholové hladiny velmi pozvolna a to pod neustálým namáháním.

Mezi hlavní doklady křehkého chování materiálu tak dle Mandla (2005) patří evidence nárůstu napětí na ploše bez aktivity deformace (strain hardening) do maximální hladiny, kde dochází k frakturaci s následným stádiem měkčení (strain softening).



Obr. č. 5. ukazuje schématicky možné typy závislosti mezi napětím a výslednou deformací. Zobrazení typických napěťo-tlakových reakcí na osově souměrné zatěžování; A) chování ideálního nebo velice křehkého materiálu; B) Strain hardening- „Deformační tvrzení“; C) Strain softening- „Deformační změkčení“ D) chování horninového materiálu při vzniku tektonických struktur (Mandl, 2005)

3. KLASIFIKACE KŘEHKÝCH STRUKTUR

Makroskopické horninové fraktury jsou rozděleny do dvou základních tříd: „pukliny“ a zlomy“. V terminologii Mezinárodní společnosti mechaniky hornin (International Society of Rock Mechanics), „je puklina fraktura geologického původu, avšak bez přítomného, viditelného náznaku většího pohybu paralelního s plochou diskontinuity.“ Oproti tomu, zlom je definován „jako fraktura, která vznikla posunutím dvou příbuzných stran“.

3.1. Puklinové struktury

Pukliny jsou definovány jako planární křehké struktury bez evidence znatelného posunu sousedních horninových bloků. Pukliny se často vyskytují v paralelních či sub-paralelních skupinách, jejich četnost se zpravidla s hloubkou snižuje. Základní členění puklin dle Ramsayho (2002) je následující: (i) extenzní (módu I) a (ii) střížné (módu II a III). Mandl (2005) na základě obsáhlé rešerše problematiky vzniku křehkých fraktur člení puklinové systémy následovně: (i) hydraulické, (ii) extenzní a (iii) střížné pukliny.

(i) Hydraulické pukliny

Pro rozvoj otevřených fraktur je zejména ve větších hloubkách pod zemským povrchem zapotřebí tlaku fluid. Fraktury tohoto typu jsou nazývány jako „*hydraulické*“. Existují dva základní typy hydraulických puklin: a) vnitřní, které jsou formovány existencí zvyšujícího se tlaku v pórech a b) intruzivní, které vznikají díky injektáži vysokotlakých fluid do vrstev hornin z okolního prostředí.

(ii) Extenzní pukliny a kliváž

Tenzní pukliny jsou fraktury módu I, které vznikají a otvírají se kolmo ke směru nejmenšího napětí ($\sigma_3 < 0$) a paralelně se směrem maximálního napětí (σ_1). Extenzní pukliny charakteru kliváže vznikají druhotně. Jedná se o hustě nahloučené plochy rozpadu hornin bez celkové rekrytalizace horniny. Jednotlivé „fólie“ horniny oddělené klivážovými spárami se nazývají litony a někdy jsou tak výrazné, že téměř zcela zastírají původní vrstevnatost a místo ní je patrná nepravá vrstevnatost. Klivážové struktury mají často stejnou morfologii jako tenzní fraktury. Podobně jako tenzní fraktury se tvoří ve směru paralelním s působením složky σ_1 . Hlavním rozdílem je fakt, že extenzní trhliny jsou „poháněné“ vysokým efektivním kompresním napětím σ_1 , i v případě, když omezující napětí σ_3 se blíží nule. Příkladem může být tvorba kliváže vertikální orientace v horizontálně uložených vrstvách během působení kompresního tektonického režimu, který má výraznou složku horizontálního posunu.

(iii) Střížné pukliny

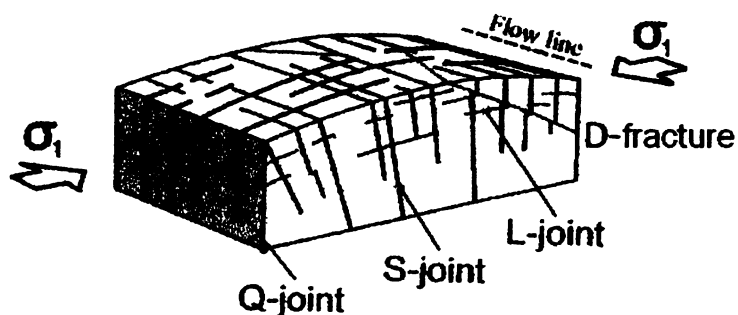
Střížné fraktury nebo střížné pásy jsou generovány za působení střížného napětí. Na rozdíl od puklin tenzního charakteru jsou tyto orientovány ve variabilním úhlu vůči směru maximálního napětí σ_1 . V průběhu tohoto deformačního procesu dochází k růstu napětí (roste odpor proti střihu (hardening)) až k vrcholové hodnotě a pak k jeho prudkému poklesu na hodnotu „reziduální“ střížné síly (softening). Střížné pukliny členíme na (i) fraktury vzniklé během nárůstu napětí (předvrcholové) a (ii) fraktury, které prodělaly měkčení (softening). Indikace přítomnosti střížných puklin: (1) pukliny

se vyskytují jako 2 nesystematické systémy s evidencí vzájemného posunu za působení identického napěťového pole; (2) pukliny jsou subparalelní orientace ke zcela vyvinutým zlomům; (3) stěny předpokládaných střížných puklin nesou striace s evidencí velmi malých posunů a (4) předpokládané střížné pukliny by měly snadno zapadat do paleonapjatostního pole, jehož trendy odpovídají příslušným tektonickým strukturám. Specifickým příkladem střížných puklinových systémů jsou tzv. En-echelon pukliny. Vznikají během kontinuální změny v orientaci maximální složky orientovaného napětí.

3.1.1. Cloosův model fraktur

Pilotní práci v klasifikaci puklinových systémů v návaznosti na původní (duktilní) anizotropii horniny byla studie Hanse Cloose (Cloos 1922, 1925), který na příkladě kompozitního granitového plutonu Krkonošsko-jizerského plutonického komplexu (KJPK) definoval čtyři genetické a geometrické soustavy puklin znázorněných na obr. 6. Jedná se o:

- (1) **cross joints** ((příčné pukliny); Q - „Querflächen“), neboli puklinové struktury s kolmou orientací na foliaci a lineaci v hornině. Vznik těchto puklin je dán pokračující expanzí intruze během vmístění magmatu.
- (2) **longitudinal joints** ((podélné pukliny); S - „Spaltflächen“), které jsou paralelní orientace ve vztahu k lineaci a kolmé ve vztahu k průběhu foliace a příčných puklin. Jejich vznik byl spojován s pokročilou fází krystalizace magmatu a jeho objemovým změnám.
- (3) **flat-lying joints** ((vodorovné pukliny; L - „Lagerflächen“), které mají subhorizontální orientaci a tvoří se v přípovrchových podmínkách jako výsledek poklesu napětí ve vertikálním směru.
- (4) **diagonal joints** (šikmé pukliny; D), které se tvoří jako pukliny střížného charakteru, zpravidla pod úhlem $\sim 20-40^\circ$ ve vztahu k orientaci příslušných magmatických lineací.

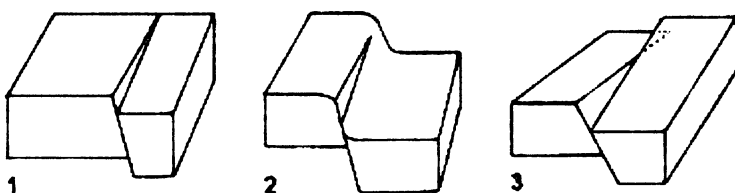


Obr. 6. Cloosův frakturní model (Bahat et al., 2005)

V současné době však výše popsaný Clossův koncept klasifikace puklin v granitových horninách plně neplatí a byl výrazně doplněn a diskutován. Příkladem může být nový koncept geneze příčných puklin (Q), který je charakterizuje jako nejdříve se vyvíjející pukliny v chladnoucím prostředí hornin, které jsou paralelní s hlavním napětím σ_1 a kolmé k lineacím (Bahat, 2005). Tyto fraktury často bývají otevřené a obsahují hydrotermální alterace. Q-pukliny jsou dále méně vzájemně „propojené“, v kontrastu k S-puklinám. S-pukliny pak mají spíše uzavřený charakter bez přítomnosti minerální výplně. V případě vodorovných puklin je nově možné rozlišovat mezi strukturami, které obsahují minerální výplň (hydrotermální alterace, aplitové a křemenné žíly) a puklinami identické orientace s její absencí. Vodorovné pukliny obsahující alterace je pak možné označovat jako primární horizontální fraktury, jejichž geneze je spojena s pokročilými fázemi krystalizace magmatu. Vodorovné pukliny bez minerální výplně mají zpravidla vyšší frekvenci výskytu, jsou vázány na přípovrchové podmínky a bývají v relativním vztahu k ostatním frakturám nejmladší. Tento soubor puklin pak označujeme jako exfoliační fraktury. Diagonální pukliny (D-pukliny) pak musí indikovat střížnou deformaci. (Bahat et al, 2005).

3.2. Zlomové struktury

Zlomové struktury jsou nespojitě fraktury s evidencí výraznějšího přemístění. Napětíový koncept jejich tvorby pak odpovídá podmínkám geneze tzv. střížných puklin (kap. 3.1.(iii)). Zlomové struktury jsou vázány převážně na svrchní části zemské kůry (prostředí křehké reologie hornin). Zlomová neboli dislokační plocha, podél níž došlo k pohybu, nese tzv. „pohybové indikátory“ (striace s ukazateli směru pohybu). Pohyby vedoucí ke vzniku zlomů se většinou skládají z více složek a často k nim přistupoval i pohyb rotační (obr. 7.). Vzdálenost dislokovaných ker se nazývá amplituda zlomu a rozeznávají se různé její složky, zejména horizontální a vertikální. Celková svislá vzdálenost obou ker se nazývá výškou skoku u poklesů a výškou zdvihu u přesmyků. (Petránek, 1993)



Obr. 7. - rotační kloubový zlom, 2 - přechod do flexury, 3 - rotační osní zlom. (Petránek, 1993)

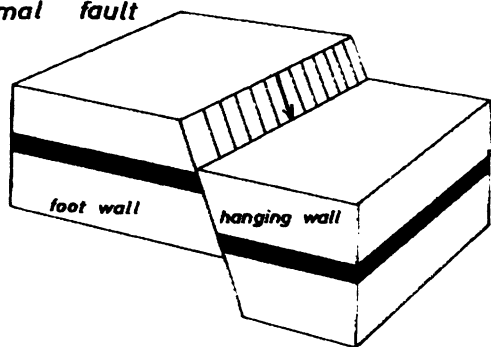
Klasifikace zlomů je založena na různých hlediscích (Ramsay, 2002): (i) Dle orientace a vztahu k průběhu regionálních struktur zlomy členíme na **směrné** (paralelní se směrem vrstev), kosé neboli **diagonální**, podélné (**longitudinální**) a příčné neboli **transversální**; (ii) dle úklonu zlomových ploch na **vodorovně, ploše, strmě a vertikálně ukloněné**; (iii) dle pohybu dílčích ker a jejich pozice vůči zlomové ploše se rozeznávají a) **normální (poklesové) zlomy**, b) **reverzní (přesmykové) zlomy** a c)

horizontální zlomy. Zlomy často mění po průchodu různými horninovými litologiemi z důvodu jejich variabilních fyzikálních vlastností svou orientaci a vykazují „schodišťovitý průřez“. Podle umístění a tvaru se zlomové struktury menších měřítek dají rozdělit na izolované, divergentní, znovu připojené a spojené.

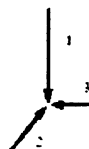
(a) Normální zlom

U tohoto typu zlomu je typický sklon vrstvy přesahující přes 50°, kde je komponenta směrného (sklonového) posunu větší než komponenta posunu v horizontálním směru a nese záznam poklesové kinematiky. Tyto zlomy se často vyskytují ve sdruženém (konjugovaném) systému. Úhel mezi dvěma konjugovanými normálními zlomy je při iniciaci zlomů obvykle kolem 40°- 60° s osou souměrnosti tohoto úhlu subvertikální orientace (paralelní se směrem maximálního napětí σ_1), jak je naznačeno na obr. 8. Jejich základním rysem je relativní pokles dílčích bloků, což vede ke vzniku kotlin nebo tzv. grábenů (příkopových propadlin). Příkladem může být například Rýnský gráben, Schwarzwaldský hřeben, Východoafrický rift či Atlantický centrální rift.

Normal fault



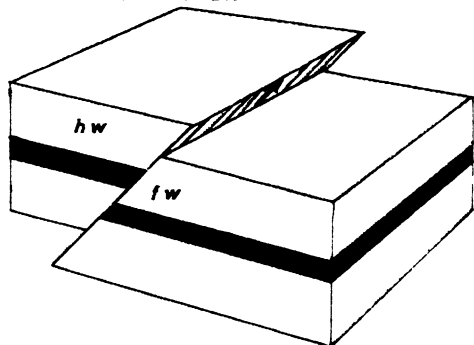
Obr. 8. Klasifikace zlomových struktur na základě vzájemného pohybu dílčích ker - normální zlom, tzv. pokles (Ramsay, 2002)



(b) Reverzní zlom

Reverzní zlomy jsou obvykle ukloněné pod úhlem menším než 45°, se zjevným sklonovým posunem a evidencí násunové kinematiky. Běžněji se těmto nízkým úhlům reverzních zlomů říká zdvih nebo přesmyk. Přesmyky jsou obzvláště hojné ve vyšších hladinách vnějších částí kompresních orogenních oblastí a často vystupují jako první stálá tektonická struktura v okolí (viz obr. 9.).

Reverse or thrust fault



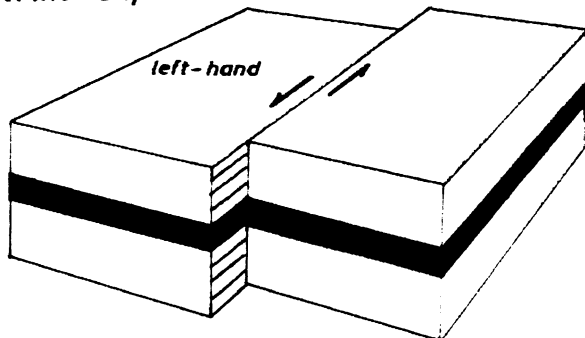
Obr. 9 Klasifikace zlomových struktur na základě vzájemného pohybu dílčích ker – reverzní zlom (Ramsay, 2002)



(c) Horizontální zlom

Tyto zlomy jsou obvykle výrazně strmě orientované s evidencí pohybu v subhorizontálním směru (výrazně převažuje komponenta směrného posunu). Horizontální zlomy se dále dělí na levostranný (sinistrální) a pravostranný (dextrální) posun. Horizontální zlomy velkých měřítek se označují jako transformní zlomy.

Strike-slip fault



Obr. 10. Klasifikace zlomových struktur na základě vzájemného - Horizontální posun (Ramsay, 2002)



4. ČASOVÉ A GEOMETRICKÉ VZTAHY PUKLINOVÝCH A ZLOMOVÝCH STRUKTUR

Puklinové a zlomové struktury, které se vyskytují společně v rámci jedné oblasti, mohou mezi sebou vzájemně chovat různé časové a napěťové vztahy. Možné časové vztahy mezi puklinovými a zlomovými systémy byly shrnuty například Peacockem (2000):

(i) Puklinové systémy starší geneze ve vztahu k nové zlomové síti

Puklinové systémy, které byly formovány dříve než zlomy (preexistující křehká anizotropie), bývají často během pozdější zlomové aktivity výrazně modifikovány. Dochází například k jejich rozšiřování,

tvorbě nových pohybových indikátorů či tlakovému rozpouštění v režimu nově nastaveného napětového systému. Nově modifikované pukliny si však mohou uchovat některé původní vlastnosti či geometrii ze vzorové pukliny (zpeřené fraktury nebo žíly).

(ii) Puklinové systémy jsou prekurzorem nebo vznikají současně se zlomy

Pokud puklinové systémy prokazují geometrickou nebo kinematickou podobnost se zlomy, indikuje to jejich formaci v identickém napětovém režimu. V systému, kde se puklinové systémy vyvíjejí současně se zlomy, mají příbuznou orientaci a tak dochází k nárůstu četnosti zlomů (fraktury jsou ihned po své tvorbě modifikovány pohybově). Tyto pukliny jsou často mineralizovány.

(iii) Puklinový systém postdatující zlomy

Puklinové systémy, které postdatují zlomy, bývají vedeny průběžně přes všechny starší deformační prvky a diskordantně porušují zlomové struktury v odlišném napětovém režimu. Místy se mohou v blízkosti zlomu rozšiřovat, hlavně když je zlom asociován s žilnými systémy. Pukliny vzniklé až po zlomech nemají tendenci zvyšovat svůj počet.

II. část

ANALÝZA KŘEHKÝCH STRUKTUR V OBLASTI KRKONOŠSKO-JIZERSKÉHO KRYSTALINIKA

5. ÚVOD

V rámci vlastní výzkumné práce byla provedena rešerše regionálně-geologického vývoje v širší oblasti s důrazem na křehce-duktilní a křehké deformační fáze. V rámci terénních prací proběhla komplexní strukturální analýza na pěti různých lokalitách v oblasti Krkonoško-jizerského plutonu (Fojtka, Vápenný vrch, Žulový vrch, Ruprechtice a Josefův Důl), úměrně rozsahu pořízených dat byla dále provedena paleonapjatostní analýza. Výsledky studia byly následně korelovány a diskutovány s doposud publikovanými daty.

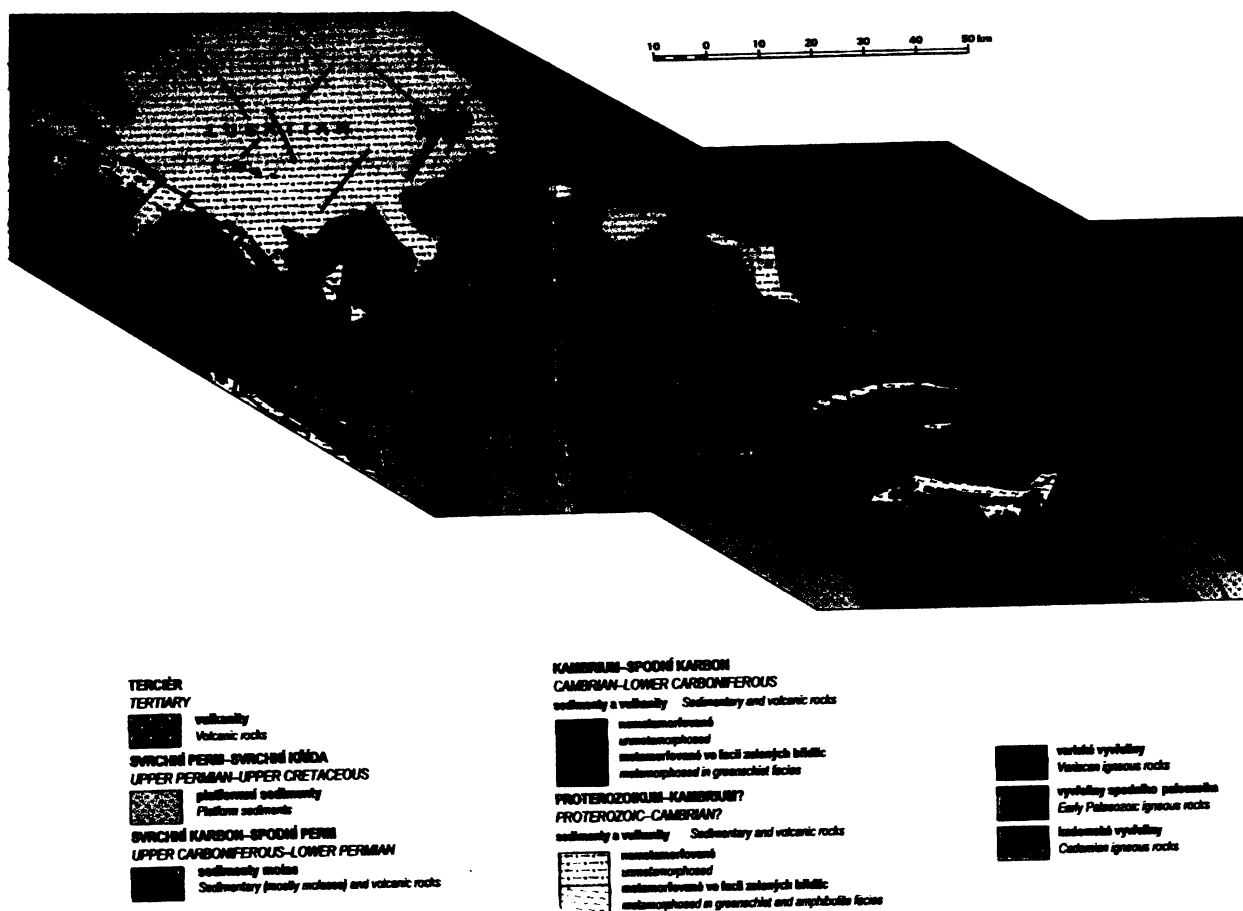
6. PŘEHLED GEOLOGICKÉHO VÝVOJE STUDOVANÉ OBLASTI

Na území České republiky zasahují dvě základní geologické jednotky, které tvoří základ geologické stavby Evropy. Jsou to Český masív a Západní Karpaty. Český masív (jeho krystalinické jednotky) byl formován v čase variských orogenních procesů (~380-300Ma; Franke 2000). Dílčí jednotky regionálně geologického členění můžeme v Českém masívu rozdělit na: (Chlupáč, 2002): (i) silně metamorfované horniny spodní kontinentální kůry v asociaci s hojnými intruzivy - *oblast moldanubickou*, (ii) slabě metamorfované horniny svrchního proterozoika a diskordantně uložené nemetamorfované horniny spodního paleozoika - *oblast středočeská* (neboli tepelsko-barrandienskou), (iii) mírně až středně metamorfované horniny proterozoika a spodního paleozoika jako relikty subdukované kůry a sedimentárního pokryvu, dále ortoruly kambro-ordovického stáří v autochtonní pozici – *jednotka saxothuringika a lugika*, (iv) prevariské krystalinické komplexy a sedimentární sekvence paleozoika se systémy variských deformačních struktur - *oblast moravosilezika*.

6.1. Lugikum

Lugická oblast je oddělena od jednotky saxothuringika tektonicky, povrchově dobře zjištělným, tzv. středosaským nasunutím, které je pokračováním labského lineamentu. Jižní hranice se středočeskou oblastí je skryta pod platformními sedimenty české křídové tabule. Je rovněž tektonická a tvoří ji výrazné zlomové pásmo, označované jako labský lineament. Východní hranicí lugické oblasti je *ramzovské a nýznerovské nasunutí* (systém několika deformačních zón, které odráží nasunutí jednotek Lugika na prevariský basement Moravo-silezika).

V rámci jednotky lugika jsou na území České republiky zastoupeny dílčí krystalinické jednotky tvořené metamorfovanými sedimenty a vulkanity proterozoického a spodno-paleozoického stáří, dále ortorulami a metagranity kambro-ordovického stáří a variských magmatických hornin plutonického charakteru (Chlupáč, 2002). Lugikum je členěno na dílčí oblasti (Kachlík, 2003): (i) **Labské břidličné pohoří**, vystupující v západní části lugika, při styku s jednotkou saxothuringika. Je tvořeno sedimentárními a metamorfovanými horninami (fylity a svory, jílové břidlice, arkóзовé pískovce a droby). Celý komplex prorážejí mladší, drobná tělesa granitoidů. (ii) **Lužický pluton**, nacházející se v SZ části lugické oblasti, jedná se o rozsáhlý granitový pluton kadomského stáří. (iii) **Krkonošsko-jizerské krystalinikum** (podrobná charakteristika viz kapitola 6.1.1.). V tomto případě se jedná o složitý horninový komplex proterozoického až spodno-paleozoického stáří, který byl v čase variských orogenních procesů postižen HP-LT a LP-LT metamorfózou. Dále do jeho centra v závěrečné fázi variských procesů proniklo těleso granitoidů v podobě (iv) **Krkonošsko-jizerského plutonického komplexu (KJKP)**. Jedná se o kompozitní těleso, které je tvořeno několika různými varietami biotitických granitoidů (kap. 6.1.2.). (v) **Novoměstské krystalinikum** je tvořeno zejména fylity a metabazity s drobnými intruzemi magmatických hornin. (vi) **Orlicko-kladské krystalinikum**, kde se jedná o vulkanosedimentárními komplexy metamorfovaných do křemen-živcových rul, ortorul, žulorul a migmatitů, monotónními dvojslídnyými albitickými svory, ve spodní části se objevují albitické pararuly. Převládající horninou jsou chloriticko-muskovitické, albitické svory, podřadně jsou zastoupeny porfyroidy, kvarcity, křemen-živcové břidlice, amfibolity a dolomitické mramory. (vii) **Staroměstské krystalinikum** je nejvýchodnější jednotkou lugické oblasti. Východním okrajem se stýká se silesikem, které již náleží moravskoslezské oblasti. Hlavními horninami jsou ruly s vložkami krystalických vápenců, erlanů, metakvarcitů a grafitových břidlic. Dále jsou zde hojně zastoupeny amfibolity. (viii) **Zábřežské krystalinikum** ležící nejseverněji, je tvořeno amfibolity a křemennými diority spolu se svory, rulami a místy migmatity.



Obr. 11. Lužicko-Jizersko-Krkonošská tektonická skica (Kozdrój et al, 2001), odhalující hlavní zlomové struktury daného území

6.1.1. Krkonošsko-jizerské krystalinikum (KJK)

Krkonošsko-jizerské krystalinikum (KJK) se rozprostírá v okolí Liberce a pokračuje směrem na východ k Rýchorám. V oblasti KJK vystupují horninové celky, které prodělaly polyfázový tektonický a metamorfnní vývoj - a to zejména během variských orogenních procesů. Nicméně, některé z nich (například horniny Lužického plutonu) vlivem nízkého variského přetisku v západních částech jednotky zaznamenaly také vývoj starší – kadomský (Kachlík, 2003).

Oblast KJK reprezentuje celek z několika dílčích litotektonických jednotek. Dle Kachlíka a Patočky (1998) je oblast KJK členěna do dílčích jednotek různého metamorfnního stupně a strukturní pozice (možnost srovnání s obr. 12., Kachlík, 2003):

(i) **Granitoidy kadomského stáří** a jejich obalová jednotka v autochtonní pozici. Jedná se o granitoidy kadomského stáří (540-587Ma; Kröner et al., 1994) a metasedimenty Machnínské skupiny

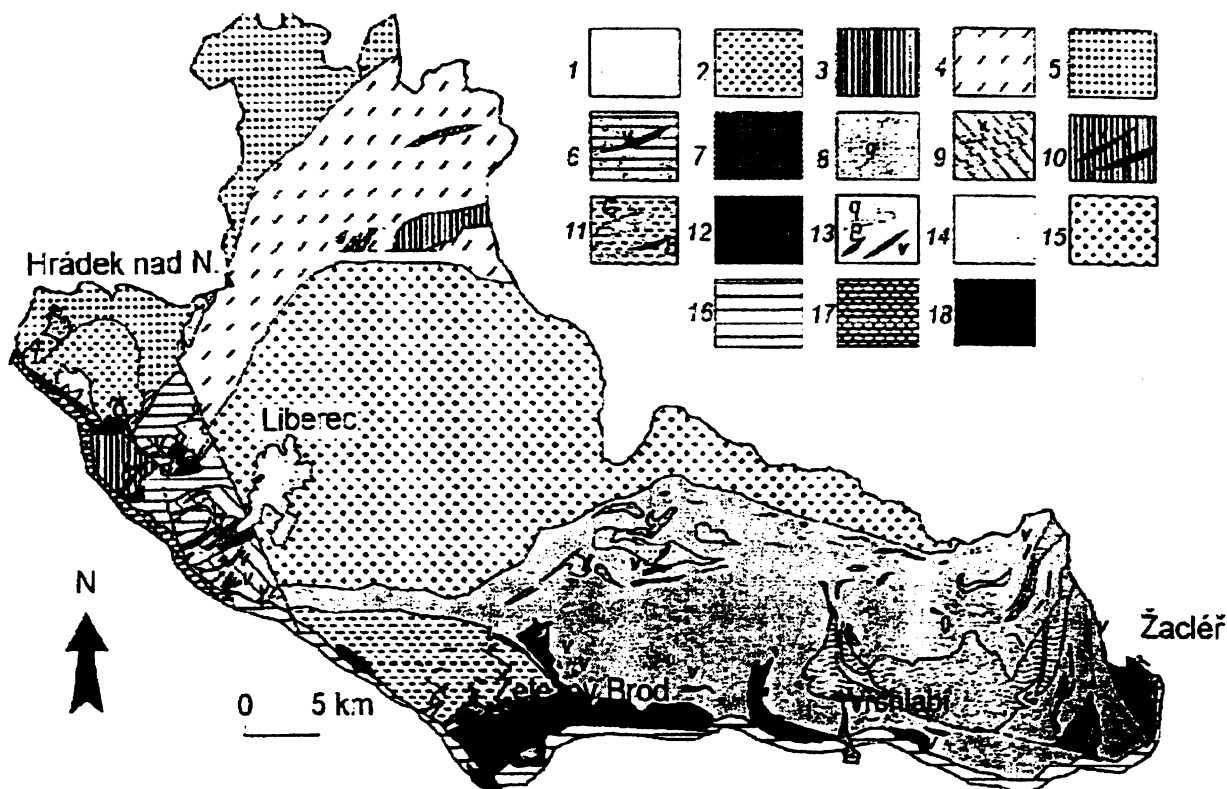
(Chaloupský et al 1989). Podmínky metamorfózy, pravděpodobně kadomského stáří, spadají do facie zelených břidlic. Primárně se pravděpodobně jedná o součást akrečního klínu avalonsko-kadomského orogénu na severním okraji Gondwany.

(ii) **Vulkanosedimentární sekvence paleozoického stáří** v paraautochtonní až alochtonní pozici (s výskytem zejména v centru KJK a na východní části Ještědského hřbetu). Tento soubor hornin prodělal metamorfózu nízkého stupně (facie zelených břidlic) variského stáří.

(iii) **Jednotky v allochtonní pozici.** Hlavním horninovým typem jsou tzv. krkonoško-jizerské ruly, které vystupují ve formě rozsáhlé antifomy v centru KJK a spodno-paleozoické vulkanosedimentární sekvence na jihu a východě KJK (bližší charakteristika in Bendl and Patočka, 1995). Tento heterogenní komplex vykazuje značnou diverzitu ve složení a stáří protolitu. Podmínky regionální metamorfózy zde dosahují facie zelených břidlic až spodní amfibolitové facie a jsou pravděpodobně spojeny s pozdně variskou střížnou a násunovou tektonikou (~340Ma). V některých typech hornin byly dále v reliktech pozorovány vysokotlaké podmínky metamorfózy, jejichž původ byl spjat s uvažovanými subdukčními procesy (~360Ma). Tato doména tak pravděpodobně představuje soustavu příkrovů, vysnutých k SZ z kořenové zóny mezi sasko-durynskou a tepelsko-barrandienskou mikrodeskou.

(iv) **Granitoidy variského stáří.** V závěru variské konvergence (~340-310 Ma) následovaly intruze syn- a post-tektonických granitoidů (zlatostockého, strzelinského, krkonoško-jizerského plutonu). S intruzemi těchto granitoidů se překrývá permokarbonský vulkanismus a sedimentace kontinentální molasy v podkrkonošské a vnitrosudetské pánvi.

Schématicky se KJK rozděluje na dílčí jednotky dle stáří a litologie: Lužický pluton a dílčí krystalinické jednotky (jizerskou, krkonošskou, železnobrodskou, rýchorskou a lesczynieckou:



Obr. 12. Zjednodušená mapa Krkonošsko-jizerského krystalinika

Jednotky krystalinického podloží

- 1 – Machnínská skupina (metadroby, metapelity)
- 2 – Granodiorit, typ Zawidow
- 3 – Slídnaté břidlice až ortoruly v Jizerských ortorulách
- 4 – Jizerské ortoruly
- 5 – Rumburský granit
- 6 – Fylity, grafitické fylity, devonské fosílie
- 7 – Fylity s křemennými vložkami
- 8 – Kvarcity
- 9 – Fylity s vložkami středně až pozdně devonského mramoru
- 10 – Pozdně devonské až raně karbonické flyše uložené s vložkami metabazaltu, kyselých vulkanitů a mramoru

Allochtonní jednotky

- 11 – Vulkanosedimentární jednotky (metatufy, překryté fylity, žíly metadiabasu, vzácně metagabra a pikryty, fylitizované granity)
- 12 – Železnobrodský vulkanický komplex (metabazické pillow lávy, metatufy a ve vyšších polohách zemské kůry kyselá metavulkanity s vložkami mramoru a smíšené vulkanické kvarcity)
- 13 – Sericitizované fylity s vmístěným mramorem a kvarcitem

14 – Fylitizované granity a ortoruly

Pozdně variské granity

15 – Krkonošsko-jizerský granit

Platformní sedimenty

16 – Permo-karbonské sedimenty uložené v Krkonošské piedmontní pánvi

17 – Sedimenty české křídové tabule

Tektono-metamorfni vývoj KJK

Protolit hornin KJK a pre-variský vývoj jednotek

Názory a interpretace na vývoj KJK se různí. Dlouhodobé diskuze se vedou hlavně o určení postavení kadomské, kaledonské a variské orogeneze. Poslední litostratigrafická studie ukazuje, že stavba KJK je výsledkem variských tektonometamorfniích procesů. Záznam slabých kadomských procesů je evidentní pouze v reliktech na západě jednotky (v oblasti severozápadní části ještédské jednotky). Pravděpodobně nejstarší horniny oblasti - granitoidy lužického plutonu vznikly rozsáhlou anatexí paleoproterozoické a mezoproterozoické kontinentální kůry charakteru amazonského nebo západoafrického kratonu v čase 580 - 540 Ma; (Crowley et al., 2001). Přítomnost prekambriických hornin, k nimž byly dříve řazeny horniny velkoupské a radčické skupiny (Chaloupský et al., 1989) se zatím nepodařilo spolehlivě doložit. Obalové vulkanosedimentární sekvence KJK tak byly pravděpodobně ukládány během prodloužené periody intrakontinentálního riftingu kadomského basementu (Kachlík et al., 1998). Tělesa kambro-ordovických ortorul (515-505 Ma) byla do okolního horninového komplexu inkorporována tektonicky, během variských deformačních procesů.

Variský metamorfni vývoj

Prvními metamorfniími událostmi v oblasti KJK byly pravděpodobně procesy „starší variské subdukce“. Jednalo se o výrazné zvýšení tlaku s méně podstatným nárůstem teploty a podmínky metamorfózy tak spadly do facie modrých břidlic ($T=400-450^{\circ}\text{C}$ a $P=10-12$ kbar). Tento metamorfnií event byl datován metodou Ar-Ar na fengitech a slídách (360 Ma; Maluski and Patočka 1997) a byl spojen s tvorbou V-Z struktur (stádium D1). Tyto starší struktury (D1) byly intenzivně přetištěny mladšími procesy (D2), které byly spojeny s exhumací a násunovou tektonikou hluboko subdukovaných částí allochtoní domény a pozdně-devonských a spodně-karbonských hornin v čase 340-320Ma. Příslušná retrográdní metamorfóza probíhala za podmínek svrchní facie zelených břidlic a spodní amfibolitové s teplotami $T\sim 450-550^{\circ}\text{C}$ (Maluski and Patočka, 1997). Později ještě následovala druhá fáze retrográdní metamorfózy za nižších podmínek facie zelených břidlic. Poslední událostí bylo vmístění Krkonošsko-jizerského plutonu ($\approx 315\text{Ma}$; Marheine et al., 1999) s účinky

kontaktní metamorfózy a tvorbou lokalizovaných a nepenetrativních střížných zón, kinkových a krenulačních vrás.

6.1.2. Krkonošsko-jizerský plutonický komplex (KJPK)

Krkonošsko-jizerský plutonický komplex (KJPK) intrudoval posttektonicky do centrální části KJK v závěru variských orogenních procesů (V-Z o délce asi 70 km a maximální šířce 20 km s rozlohou asi 1 100 km², na našem území téměř 700km²). Časové aspekty umístění a následné krystalizace jsou známé méně přesně, zjištěné stáří spadá do rozmezí $\approx 330-305$ Ma. Účinky kontaktní metamorfózy KJPK na okolní metasedimentární sekvence byly pozorovány v zóně 0,2-1,6 km a lze je rozdělit na dvě zóny: vnitřní zóna je tvořena kontaktními rohovci a vnější zónu budují plodové břidlice. KJPK je kompozitním tělesem, které je složeno z pěti hlavních texturních variet granitového magmatu. Jedná se o: (i) liberecký granit, (ii) jizerský granit, (iii) granodiorit typu Fojtka, (iv) harrachovský granit a (v) vrcholový granit.

V rámci dílčích variet je možné v omezeném množství pozorovat mikrogranulární enklávy cm až m rozměrů. Většina těchto uzavřenin patří k horninám intermediálního až bazického složení (drobnozrný, místy melanokratický, biotit-amfibolový křemenný diorit až granodiorit). Žilný doprovod je více zastoupen ve východní části masivu a jedná se především o aplity, pegmatity, lamprofyry a křemenné porfyry. Poměrně zřídka se v horninách masivu objevují uzavřeniny okolních metamorfovaných hornin.

Oblast Krkonošsko-jizerského plutonického komplexu v severovýchodní části Českého masivu bylo klasickou (původní) oblastí granitové geologie (Cloos, 1925). V regionálním měřítku asymetrická stavba plutonu je základní příčinou anizotropie, která je dána průběhem primárních magmatických staveb a dále v postkrystalizačních podmínkách tvorbou hlavních puklinových a zlomových systémů.

Magmatické stavby a intruzivní kontakty

Externí intruzivní kontakty KJPK jsou převážně strmé orientace, stejně jako interní kontakty dílčích texturních variet. V rámci KJPK byla pozorována existence tří odlišných magmatických foliací (planární přednostní prostorové orientace agregátů živců, křemene a slíd), jejichž variabilita je dána orientací a intenzitou (Žák et al., v tisku; Žák a Verner, nepublikovaná data): (i) strmé orientace v průběhu \approx SV-JZ, (ii) strmé orientace \approx ZSZ-VJV k SZ-JV a (iii) foliace subhorizontální orientace. Relativní časové vztahy mezi výše definovanými stavbami strmé orientace nebyly pozorovány, jsou ovšem na některých lokalitách obě mapovány reliktně v rámci penetrativních magmatických foliací

subhorizontální orientace (ad. (iii)). Magmatické lineace nejsou v rámci plutonu ve většině případů makroskopicky rozeznatelné.

6.2. Puklinové a zlomové systémy KJPK

Základní směry puklinových systémů (PS) mají v rámci KJPK zákonité uspořádání, čímž je usnadněn jejich popis a klasifikace. PS KJPK můžeme rozdělit na dvě základní skupiny: (i) vznikající v závěrečných fázích krystalizace plutonu a (ii) sekundární, jako výsledek působení a změny orientace regionálního napětí.

Síť fraktur v oblasti KJPK se vyznačuje přítomností systematických příkrých fraktur, lokálně proměněných nesystematických fraktur a subhorizontálních fraktur. Za příkré jsou považovány fraktury s úhlem sklonu v rozsahu 70-90°, které tvoří dvě základní sady, jsou přítomny ve většině výchozů a pravděpodobně procházejí skrz celý komplex KJPK. Tyto dvě sady (systémy) jsou na sebe téměř kolmé nebo společně svírají vysoký úhel. První sada je orientovaná SV-JZ a druhá SZ-JV, samozřejmě oba směry mají menší odchylky od dominantních fraktur. Tato síť je dle Žáka et al. (in print) výsledkem pozdějších regionálních tlaků s opakovanými účinky působícími zejména v SJ směru. Dále se na mnoha výchozech setkáme s výskytem puklin subhorizontální orientace (ploše uložený systém puklin vytvářející klenbovité tvary) více variabilního rozestupu. Tyto puklinové systémy neobsahují minerální výplně, jsou tedy považovány za exfoliační struktury. V klasickém pojetí se jedná o „lavicitost“, která sleduje morfologii terénu, často se mírně uklání paralelně s povrchem svahů nebo alespoň ve stejném smyslu (Klomínský, 1969). Po těchto odlučných plochách částečně dochází k menším pohybům centimetrového až decimetrového řádu (tzv. svahová tektonika), jak je patrné z často dislokovaných ložních žilek aplítů. Dle Demka (1964) nejsou pozorované exfoliační dómy podmíněny jen strukturou tělesa, nýbrž musí být současně podmíněny i klimaticky, protože v mírně humidní klimatomorfo-genetické oblasti nenáleží k typickým povrchovým tvarům.

7. VÝSLEDKY STRUKTURNÍ ANALÝZY NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH KJPK A KJK

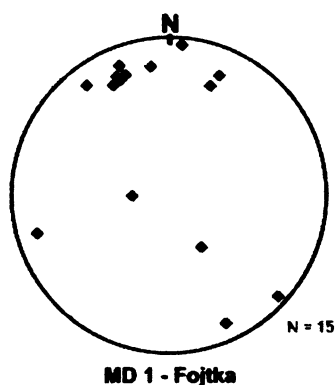
7.1. Lokalita Fojtka (MD1)

Lokalita MD1 (Fojtka) se nachází v oblasti KJPK (GPS: 50° 49' 34.85"N, 15° 03' 28.14"E), přibližně 10 km na sever od Liberce. Jedná se o výchoz v podobě starého lůmku v údolí mezi obcemi Fojtka a Mníšek. Na studované lokalitě je dominantním horninovým typem porfyrický hrubozrnný biotitický granit (liberecký typ). Přímo na lokalitě byl však pozorován intruzivní kontakt dvou texturně odlišných variet granitoidů KJPK a to: (i) liberecký typ a (ii) jizerský typ. Intruzivní kontakt má

subvertikální orientaci s průběhem \approx SV-JZ. V místě kontaktu byla měřena magmatická foliace (přednostní prostorové orientace agregátů živců a křemene) paralelní orientace s kontaktem. Magmatické foliace však v ostatních částech lokality upadají pod středními úhly k SSV až SV.

Puklinové systémy:

Na studované lokalitě byl zjištěn dominantní systém puklin extenzního charakteru (módu I), bez minerální výplně, s převažujícím strmým úklonem k JJV (obr. 13).



Obr. 13. Orientační diagram pólů ploch puklin (N=15) na lokalitě MD1 (Fojtka). Projekce na spodní polokouli.

7.2. Lokalita Vápenný vrch u Raspenavy (MD2)

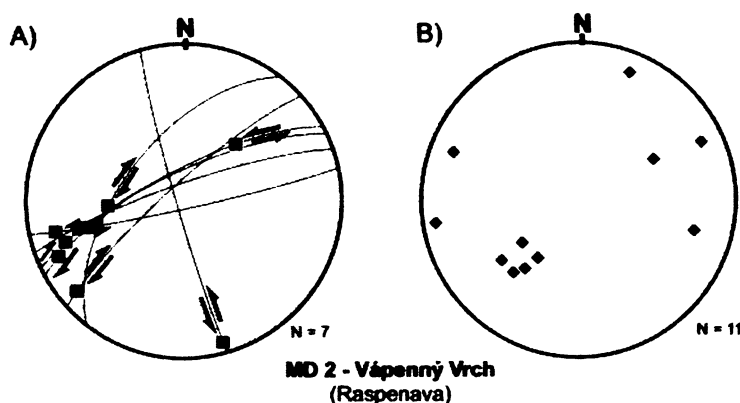
Další studovanou lokalitou byl opuštěný lůmek asi 25km SSV od Liberce v blízkosti obce Raspenava ($50^{\circ}53'23.449''N$, $15^{\circ}7'59.075''E$). Lokalita se nachází v těsné blízkosti intruzivního kontaktu KJPK, v metasedimentech jítravské skupiny. Dominantním horninovým typem je dolomitický mramor s dobře vyvinutou metamorfní foliací charakteru kompozičního páskování. Její orientace je převážně subvertikálního průběhu SSZ-JJV s patrnou superpozicí vrásových systémů variabilního charakteru. Ramena těchto vrás mají střední až mírný úklon převážně k severu a jihu, jejich vrásové osy upadají pod mírnými úhly k východu a západu. Osní roviny měřených vrás mají subhorizontální orientaci.

Puklinové systémy:

Hlavním zjištěným souborem těchto struktur byly extenzní pukliny s výskytem slabé alterace. Jejich plochy upadají pod středními úhly k \approx SV (obr. 14B)

Zlomové systémy:

V případě zlomových struktur byl na studované lokalitě pozorován jeden dominantní trend v jejich orientaci a charakteru (obr. 14A). Jedná se o zlomy, které upadají pod strmými úhly k \approx SZ a nesou striace orientované pod mírnými úhly k \approx JZ. Indikátory kinematiky (asymetrie zpeřených fraktur) ukazují na pravostranný posun ve směru měřených striací. Lokálně byly měřeny zlomy subvertikální orientace průběhu SSZ-VJV s výskytem horizontálních striací a indikátory sinistrální kinematiky.



Obr. 14. Orientační diagram pólů ploch puklin (N=11) a zlomů (N=7) na lokalitě MD2 (Vápenný vrch). Projekce na spodní polokouli.

7.3. Lokalita Žulový vrch u Ruprechtic (MD3)

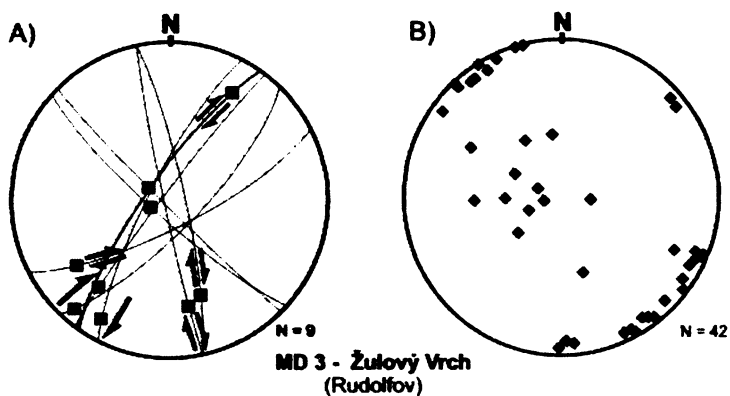
Lokalita se nachází v rámci KJPK (Loc: 50°47'18.591"N, 15°6'29.172"E), respektive v jeho jihovýchodní části, cca 5km severovýchodně od Liberce. Hlavním horninovým typem je porfyrický hrubozrnný biotitický granit (liberecký typ) s přítomností drobných intruzí jemnozrnného bt-amf granodioritu (typ fojtka). Mezi definovanými horninami dochází k částečnému míšení (neostré intruzivní kontakty, petrochemické změny ve složení jednotlivých minerálů). Na lokalitě byly jako primární struktury měřeny magmatické foliace dvojího typu. Obě byly definovány jako přednostní prostorová orientace vyrostlic živců, křemene a agregátů biotitu. Magmatické foliace penetrativního charakteru a silnější intenzity upadají pod strmými až středními úhly k SSV až SV. V rámci těchto staveb byly pozorovány magmatické foliace relativně nižší intenzity a reliktního charakteru. Jejich orientace je subvertikální, průběhu SV-JZ.

Puklinové systémy:

Pozorované systémy puklin subvertikální orientace odpovídají dominantně jednomu hlavnímu průběhu (ZJZ-VSV, obr. 15B). Mají extenzní charakter (módu I), převážně bez minerální výplně. Na studované lokalitě byly dále pozorovány systémy puklin subhorizontální orientace (exfoliačního charakteru), opět bez přítomnosti minerální výplně.

Zlomové systémy:

Zlomové systémy mají subvertikální orientaci a byly měřeny ve třech hlavních směrech (obr.15A): (i) zlomy SV-JZ. Jedná se o dominantní systém s výskytem striací subvertikální orientace a převažujícími indikátory pravostranné kinematiky. Tento zlomový systém přibližně koresponduje s orientací dominantního puklinového systému. (ii) zlomy upadající pod strmými úhly k JZ se striacemi orientovanými po spádnicí zlomových ploch a indikátory násunové kinematiky, (iii) zlomy SSZ-JJV orientace se striacemi upadajícími pod mírnými úhly k JJV a indikátory pravostranné kinematiky.



Obr. 15. Orientační diagram pólů ploch puklin (N=42) a zlomů (N=9) na lokalitě MD3 (Žulový vrch). Projekce na spodní polokouli.

7.4. Lokalita Ruprechtice (MD4)

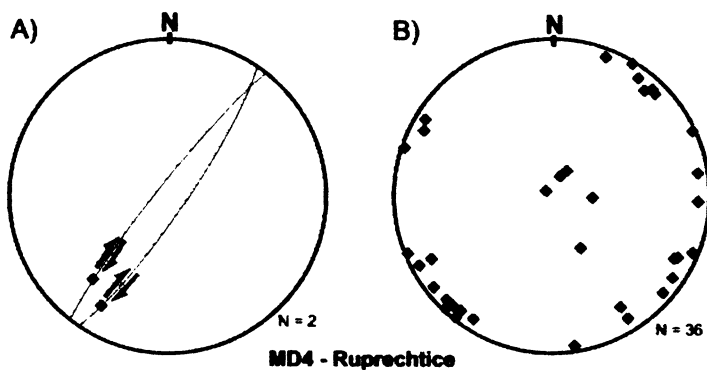
Lokalita MD4 Ruprechtice se nachází v činném lomu na SV okraji města Liberce (50°47'35.424"N, 15°5'13.463"E) asi 5 km od centra města. Hlavním horninovým typem je v tomto případě hrubozrný porfyrický biotitický granit (liberecký typ). Dále byl pozorován výskyt pegmatitových hnízd s dutinami vyplněnými krystaly křemene, slíd a ortoklasu. Primární struktury v podobě magmatické foliace (přednostní prostorová orientace žilců) mají subhorizontální orientaci.

Puklinové systémy:

Měřené systémy puklin by se daly rozdělit do dvou hlavních směrů, které v tomto případě velmi dobře korespondují s regionálními trendy (obr. 16B): (i) subvertikální pukliny extenzního charakteru v \approx SZ-JV průběhu a (ii) systémy puklin průběhu SSV-JJZ. Dále byly měřeny pukliny subhorizontální orientace bez minerální výplně.

Zlomové systémy:

Pozorované zlomové struktury odpovídají svým průběhem jednomu z hlavních trendů v orientaci puklinových systémů (obr. 16A). Zlomy mají subvertikální orientaci v průběhu SSV-JJZ, měřené striace upadají na zlomové ploše pod mírnými úhly k JJZ a nesou prokazatelné indikátory pravostranné kinematiky.



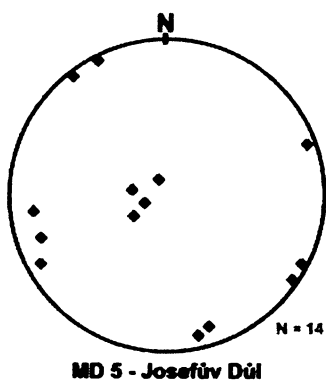
Obr. 16. Orientační diagram pólů ploch puklin (N=36) a zlomů (N=2) na lokalitě MD4 (Ruprechtice). Projekce na spodní polokouli.

7.5. Lokalita Josefův Důl (MD5)

Lokalita MD5 Josefův Důl se nachází mezi obcemi Josefův Důl a Antonínov, v zářezu silnice asi 4 km JV od vodní nádrže Josefův Důl (50°45'51.963"N, 15°16'7.02"E). Horninu vyskytující se na lokalitě bychom mohli identifikovat jako silně porfyrický, středně zrnitý biotit-muskovitický granit (liberecký typ). Magmatické stavby (prostorová orientace horninotvorných minerálů) nabývaly slabé intenzity bez prokazatelných trendů v přednostní orientaci.

Puklinové systémy:

Na této lokalitě systémy puklin mají čistě extenzní charakter bez minerální výplně (módu I), svou orientací odpovídají dvěma hlavním regionálním směrům (JZ-SV a SZ-JV; obr. 17.). Ve svrchních částech výchozu byly dále měřeny uzavřené pukliny subhorizontální orientace (exfoliačního charakteru).



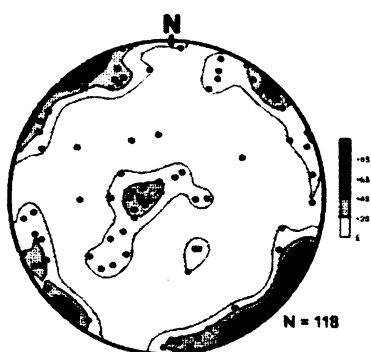
Obr. 17. Orientační diagram pólů ploch puklin (N=14) na lokalitě MD5 (Josefův Důl). Projekce na spodní polokouli.

8. DISKUZE A ZÁVĚRY

Charakteristickým rysem pozorované puklinové tektoniky v oblasti KJPK (v rámci všech studovaných lokalit) je síť dvou k sobě kolmých systémů (subvertikální orientace a průběhu SZ-JV, SV-JZ; souhrnný diagram viz obr. 18. a obr. 20.). Jedná se převážně o extenzní pukliny (módu I). Pozorované systémy těchto příkrých fraktur jsou přibližně planární a subparalelní k sobě navzájem s rozstupem od 1 cm po několik metrů. Ani v malých rozstupech se dané jednotlivé fraktury neovlivňují. Nebyly pozorovány žádné příbuzné časové odstupy jako např. přerušení fraktury jednoho setu frakturou z druhého setu či zakřivení jedné puklinového systému k druhému. Fraktury jsou holé, na většině výchozů jsou pokryty tenkými vrstvami chloritu, epidotu či krevele, nebo se utvářejí křemenné žíly. Většina příkrých fraktur nevykazuje kompenzaci zrn rovnoběžných s lomovými rovinami. Jen malý počet fraktur ve studované oblasti nese slickenlines (předností minerální orientace) a slickenfibers (striace) na svém povrchu, a tak mohly představovat menší stříh nebo reaktivaci dříve otevřené fraktury (Wilkins at al., 2001). Systémy mapovaných puklin a zlomů ve

strmé orientaci mají zcela regionální charakter, odpovídají orientaci křehkých struktur v širší oblasti KJPK (např. Kozdrój et al., 2001). V rámci studovaných lokalit také nebyla prokázána návaznost mezi orientací fraktur a primární magmatické anizotropie horniny. Úměrně tomuto faktu je jejich geneze považována za výsledek působení regionálního tektonického napětí a neodráží tak vývoj plutonického komplexu v čase finálních fází krystalizace. Subhorizontální fraktury kopírují dnešní topografii, přetínají strmé fraktury a tak mohou být v mnoha zjištěných případech interpretovány jako pozdně vrstevnaté nebo jako exfoliační.

V případě zlomových struktur byl zjištěn jeden dominantní soubor. Jedná se o zlomy subvertikální orientace, průběhu \approx SV-JZ. Tyto zlomy nesou výrazné striace (rýhování), které upadá homogenně pod mírnými úhly k \approx JJV. Indikátory kinematiky (asymetrie zpeřených fraktur) ukazují na pravostranné posuny ve směru zjištěných striací. Jak ve východní, tak v západní části masívu kopírují zlomové systémy především průběh primárního puklinového systému. Zlomy se dále projevují zónami intenzivního drcení a mylonitizací různého stáří. Často jsou vyplněny křemen-hematitovými žilami. Brekciové textury křemenné výplně a jejich polycyklický vývoj dokumentují dlouhodobé pohyby na těchto liniích i po hloubkové konsolidaci masívu, kdy podél těchto linií vystoupily produkty terciárního vulkanismu. Geneze mapovaných zlomových struktur je pravděpodobně reaktivačního charakteru (pohybová modifikace příslušné sady extenzních puklin). Orientace striací a zjištěné kinematické indikátory pak pravděpodobně odráží poslední přírůstky orientovaného napětí ve formě tvorby antitetických R'střihů (Mandl, 2000) během aktivity horizontálních pravostranných posunů podél zlomových struktur labského směru (\approx SZ-JV).



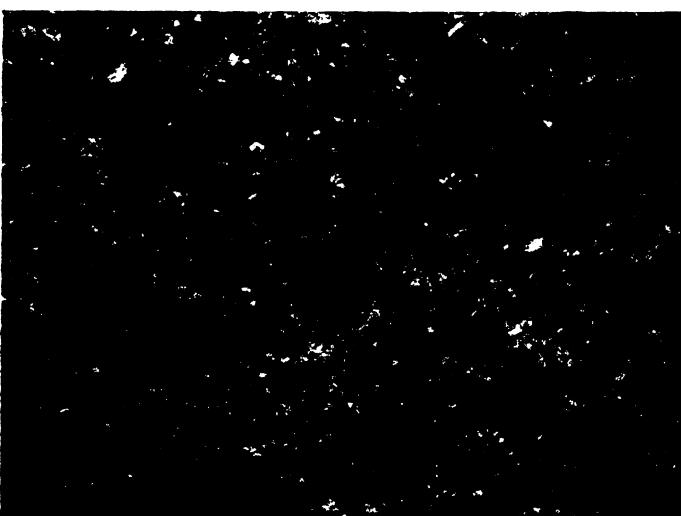
Obr. 18. Souhrnný diagram všech studovaných lokalit. Projekce na spodní polokouli.



Obr. 19. Zlomová plocha SV-JZ průběhu s výskytem subhorizontálních striací a indikátory pravostranné kinematiky (lokality MD3 Žulový Vrch)



Obr. 20. Fotografie vztahu dvou hlavních systémů příkrých puklin extenzního charakteru (průběhu SV-JZ a SZ – JV).



Obr. 21. Intruzivní kontakt dvou texturně odlišných variet granitu subparalelní orientace ve vztahu k průběhu magmatické stavby (přednostní prostorová orientace vyrostlic živeců).

Seznam použité literatury

Anderson, T.J., 1995. *Fracture Mechanics, Fundamentals and Applications*. CRS Press

Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, 1805-1808

Bahat, D., Bankwitz, P., Bankwitz, E., 2003. Preuplift joints in granites: evidence for subcritical and postcritical fracture growth. *Geol. Soc. Am. Bull.* 115, 148-165

Bahat, D., Grossenbacher, K., Karasaki, K., 1999. Mechanism of exfoliation point formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *J. Struct. Geol.* 21, 85-96

Bahat, D., Rabinovitch, A., Frid, V., 2005. *Tensile Fracturing in Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg,

Bendl, J., Patočka, F., 1995. ⁸⁷Rb-⁸⁶Sr isotope geochemistry of the metamorphosed bimodal volcanic association of the Rýchory Mts. crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Sudetica.*, 29, 3-18.

Cloos, H., 1925. *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik)*. 1. Das Riesengebirge in Schlesien. Borntraeger, Berlin, pp 1–194

Crowley, Q.G., Floyd, P.A., Winchester, J.A., Franke, W., Holland, J.G., 2001. Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, Volume 12

Demek, J., 1969. Cryoplanation terraces, their geomorphological distribution, genesis and development. *Rozpravy ČSAV-Academia, Praha*, 80 pp.

Engelder, T., 1989. Analysis of pinnate joints in the Mount Desert Island granite: Implications for postintrusion kinematics in the coastal volcanic belt, Maine. *Geology* 17, p. 564-567

Engelder, T., 1999. Transitional-tensile fracture propagation: a status report. *J. Struct. Geol.* 21, 1049-1055

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179

Hancock, P.L., 1994. Continental Deformation.- Pergamon Press. Oxford, 421 s.

Chaloupský, J., 1989. Geologie Krkonoš a Jizerských hor. ČGÚ v nakladatelství Academia, Praha.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2002. Geologická minulost České republiky. Praha: Academia Praha

Jaroš, J., Vachtl J., 1992. Strukturní geologie. Josef Jaroš, Josef Vachtl,

Kachlík, V., 2005. Základy geologie. Vydavatelství Univerzita Karlova v Praze,

Kachlík, V., Patočka, F., 1998. Litostratigraphy and tectonomagmatic evolution of Železný Brod crystalline unit: some constrains for the paleotectonic development of the W Sudets (NE Bohemian Massif). Geolines 6: 34-35

Klomínský, J., 1969. Krkonoško-jizerský granitoidní masiv. Sbor. Geol. věd, řada Geologie, 15, 7-132.

Kozdrój, W., Krentz, O., Opletal, M., 2001. Geological map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic sediments), 1:100,000. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Panstwowy Instytut Geologiczny, Česká geologická služba; Warsaw.

Kröner, A., Heger, E., Hamer, J., Haase, G., Bielicki, K.H., Krauss, M., Eidam, J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids - significance for the evolution of the Variscan orogen in East-Central-Europe. Geol Rundsch 83: 357-376

Maluski, H., Patočka, F., 1997. Geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the mafic metavulcanic from Rýchory Mts. complex (W Sudetes, Bohemian Massif):paleotectonic significance. Geol. Mag., 134, 703-716.

Mandl, G., 2000. Faulting in Brittle Rocks. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg

Mandl, G., 2005. Rock Joints, The Mechanical Genesis, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg

Marheine, D., Kachlík, V., Patočka, F., Maluski, H., 1999. Palaeozoic Polyphase Tectonothermal Record in the Krkonoše-Jizera Crystalline Unit (West Sudetes, Czech Republic). *Geolines*, 45-46

Peacock, D.C.P., 2001. The temporal relationship between joints and faults. *J. Struct. Geol.* 23, p. 329-341

Ramsay, J.G., Huber, M.I., 2002. The techniques of modern structural geology. *Folds and fractures 2.*

Šamalíková, M., Locker, J., Pospíšil, P., 1996, Učební texty určeny pro posluchače denního a kombinovaného studia stavebního inženýrství

Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyaland, Y., Engelder, T., 2001. Faulted joints: kinematics, displacement–length scaling relations and criteria for their identification

Žák, J., Vyhnálek, B., Kabele, P., 2006. Is there a relationship between magmatic fabrics and brittle fractures in plutons? A view based on structural analysis, anisotropy of magnetic susceptibility and thermo-mechanical modeling of the Tanvald pluton (Bohemian Massif). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 157, 286-310

Žák, J., Verner, K., Klomínský, J., Chlupáčová, M., in print. „Granite tectonics“ revisited: insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and brittle fractures in Jizera granite, Bohemian Massif.

PŘÍLOHA A:

Dokumentační deník

číslo bodu: MD1

lokalizace: 50° 49' 34.85"N, 15° 03' 28.14"E

popis výchozu: starý lůmek, 15 x 20 m v zářezu silnice u přehrady Fojtka

petrografie: intruzivní kontakt dvou texturně odlišných variet granitu v KJPK (liberecký a jizerský typ)

stratigrafie: kontakt libereckého a jizerského granitu

strukturní popis

magmatická foliace: 52/59

intruzivní kontakt: 148/83

pukliny: 156/71, 159/77, 160/70, 157/68, 172/71, 153/67, 336/78, 74/76, 328/32, 89/19, 313/84,
185/85, 143/76, 201/63, 203/71

číslo bodu: MD2

lokalizace: 50°53'23.449"N, 15°7'59.075"E

popis výchozu: bývalý lom na Vápenném vrchu u Raspenavy

petrografie: velmi provrásněné polohy krystalického vápence se zřejmým páskováním

stratigrafie: krkonošsko-jizerské krystalinikum

strukturní popis

metamorfní foliace: 233/60, 310/62

páskování: 252/32

pukliny: 245/75, 242/45, 42/52, 38/46, 111/74, 285/65, 202/76, 81/81, 35/37, 52/52, 53/37

zlomová plocha striace kinematika

254/86 151/2 levostranný pokles

335/75 251/26 levostranný pokles

168/86 259/26 násun

318/81 235/9 násun

308/58 241/46 násun

332/74 31/51 násun

341/81 228/27 pokles

číslo bodu: MD3

lokalizace: 50°47'18.591"N, 15°6'29.172"E

popis výchozu: bývalý lom na Žulovém vrchu

petrografie: granodiot s obsahy mafických mikrogranulárních enkláv

stratigrafie: KJPK

strukturní popis

magmatická foliace: 32/72, 40/75, 135/80

striace: 351/82, 152/32

pukliny: 68/18, 79/9, 89/29, 88/46, 119/55, 51/29, 292/81, 111/13, 163/89, 344/41, 1/85, 358/80,
295/68, 296/82, 150/82, 298/81, 322/86, 293/86, 137/85, 148/89, 166/89, 144/82,
232/82, 172/33, 148/35, 355/82, 331/87, 332/84, 137/88, 228/83, 326/81, 315/82, 324/83,
126/82, 292/87, 307/87, 304/82, 274/15, 335/84, 142/82, 155/86, 117/27

zlomová plocha striace kinematika

222/81 242/88 násun

153/76 232/27 pravostranná

134/75 226/5 pravostranná

258/87 152/32 pravostranná

258/87 351/82 pravostranná

225/87 304/79 násun

307/86 216/26 pravostranná

297/79 228/24 pravostranná

305/78 35/22 pravostranná

78/82 171/31 pravostranná

číslo bodu: MD4

lokalizace: 50°47'35.424"N, 15°5'13.463"E

popis výchozu: aktivní lom nad Ruprechticemi těžící liberecký granit

petrografie: liberecký granit

stratigrafie: KJPK, magmatity lužické oblasti

strukturní popis:

magmatická foliace: 122/27

pukliny: 52/84, 68/88, 328/72, 331/31, 297/76, 328/81, 225/81, 38/82, 121/83, 38/88, 62/84, 245/88,
44/83, 296/78, 292/86, 45/83, 43/88, 42/83, 272/82, 223/82, 351/86, 108/88, 117/80,
216/82, 211/88, 304/82, 311/83, 201/84, 221/78, 261/83, 62/75, 32/82, 132/4, 272/21,
211/15, 202/11

zlomová plocha striace kinematika

308/84 222/24 pravostranná

124/81 211/16 pravostranná

číslo bodu: MD5

lokalizace: 50°45'51.963"N, 15°16'7.02"E

popis výchozu: výchoz u silnice v Josefově Dole

petrografie: jizerský granit

stratigrafie: KJPK

strukturní popis:

**pukliny: 71/73, 61/80, 347/81, 342/77, 83/74, 153/86, 57/20, 70/12, 304/86, 250/84, 297/86, 99/18,
153/9, 142/86**

