

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav geologie a paleontologie

Pedogeneze na mladých vulkanitech Česka
(Výskyt andosolů na území ČR)

Bc. Soňa Krejčová



Vedoucí diplomové práce: RNDr. Luděk Šefrna, CSc.
Odborný konzultant: Mgr. Vladislav Rapprich, PhD.

Praha, 2011

Prohlašuji, že jsem celou diplomovou práci včetně příloh vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a uvedla jsem všechny použité podklady a literaturu.

Na tomto místě bych ráda poděkovala panu RNDr. Luďku Šefrnovi, CSc. za cenné rady a připomínky, které byly pro předkládanou diplomovou práci bezpochyby přínosem. Dále bych ráda poděkovala panu Mgr. Vladislavu Rapprichovi, PhD. za odborné konzultace a za poskytnutí dat potřebných pro tuto práci, dále Mgr. Ondřejovi Lexovi, PhD. a jeho otci za poskytnutí silikátových analýz hornin z oblasti Kremnických vrchů. A na závěr také své rodině za morální podporu.

Abstrakt

Úvodní část práce přináší poměrně podrobnou charakteristiku andosolů. Popisuje jejich klasifikaci, jak podle WRBS (2006), tak podle Morfogenetického klasifikačního systému půd Slovenska (Sobocká et al., 2000). Česká klasifikace andosolů není dostatečně definována, neboť u nás dosud nebyl výskyt těchto půd potvrzen. Dále je charakterizována matečná hornina andosolů, jejich chemické a fyzikální vlastnosti. Nechybí ani kapitola o rozšíření těchto půd ve světě a shrnutí faktorů, které ovlivňují jejich pedogenezi.

Následující část rešerše shrnuje tektonický a vulkanický vývoj oherského riftu, který je spjat s neoidním vulkanismem v Čechách. Součástí rešerše je také geologická a geomorfologická charakteristika hlavních neoidních oblastí na území České republiky (České středohoří, Doupovské hory). K těmto uvedeným celkům připojuji charakteristiku území Velkého Roudného, protože právě tuto lokalitu považuje česká pedologická společnost za vhodnou pro výskyt andosolů. Zároveň jsme na Velkém Roudném prováděli vlastní terénní výzkum. Rešerše obsahuje též kapitolu věnovanou dosavadním poznatkům o andosolech na území České a Slovenské republiky. Popisují v ní výsledky prací autorů, kteří se danou problematikou zabývali. Z českých odborníků to byli především Holuša O. (2003) a Novák et al. (2010), ze slovenských Balkovič (2002) a Kobza (2008). V závěru rešeršní části uvádím vybrané analytické metody potřebné ke klasifikaci andosolů, jako jsou např. retence fosforu, objemová hmotnost, melanický index a jiné.

V kapitole metodika práce popisují samotný odběr půdních vzorků a následující postup zpracování získaných dat. Další část práce je věnována výsledkům a diskuzi, zde porovnávám naše výsledky půdního rozboru z Velkého Roudného s již zmiňovanou prací Nováka et al. (2010). V poslední části práce navrhuji oblasti, které by bylo vhodné prověřit na výskyt andosolů, pokud by měla být uzavřena otázka výskytu tohoto typu půd v ČR.

Klíčová slova: andozem, neoidní vulkanismus, Velký Roudný

Summary

The introductory part provides a relatively detailed description of andosols. It describes their classification according to WRB (2006) and under Slovak classification system (2000). Czech classification of andosol is not defined, because occurrence of these soils in Czech area was not confirmed. It is characterized andosol parent material, chemical and physical properties. There is also a chapter on extending andosol in the world and a summary of factors that influence the pedogenesis of these soils.

The following section summarizes the research of volcanic and tectonic evolution of Eger Rift, which is linked to young volcanism in the country. The summary contains also a geological and geomorphological characteristics of the main young volcanic area the Czech Republic (České středohoří, Doupovské hory). To these characteristics I added another summary of Velký Roudný, because these area is by Czech soil scientists appropriate for the occurrence of andosol. We also conducted at the Velký Roudný own legwork. Literature contains a chapter devoted to current knowledge about andosol in the Czech and Slovak Republic. Describe the results of works of authors who have dealt with the issue andosol. The Czech experts that were mostly Holusa O. (2003) and Novák et al. (2010), the Slovak Balkovič (2002) and Kobza (2008). At the end of the search part I selected analytical methods needed to classify andosol, such as phosphorus retention, bulk density or melanic index.

The chapter methodology describe the work itself taking soil samples and the following processing of the data. One chapter is devoted to results of soil sampling in the Velký Roudný, their evaluation and comparison to the aforementioned work Novak et al. (2010). In the last part of this work suggest areas within our state, which should be examined for the presence of andosols, to be closed questions of this type of soil in the country.

Key words: andosol, young volcanism, Velký Roudný

Obsah

1	Úvod	7
2	Literární část	8
2.1	Obecný úvod k půdám	8
2.2	Charakteristika andosolů	9
2.2.1	Úvodní slovo k základním vlastnostem andosolů	9
2.2.2	Klasifikace andozemí	10
2.2.3	Složení a zdrojový materiál andosolů	14
2.2.4	Chemické vlastnosti andosolů	15
2.2.5	Fyzikální vlastnosti andosolů	16
2.2.6	Shrnutí faktorů, které ovlivňují pedogenezi andosolů	17
2.2.7	Rozšíření andosolů ve světě	18
2.3	Tektonický a vulkanický vývoj oherského riftu (neoidní vulkanismus na území ČR) ...	19
2.4	Přírodní poměry Českého středohoří, Doupovských hor a Velkého Roudného	22
2.4.1	Základní charakteristika	22
2.4.2	Geologická charakteristika	24
2.4.3	Reliéf	29
2.4.4	Podnebí	32
2.4.5	Hydrologická charakteristika	33
2.4.6	Půda	34
2.4.7	Vegetace ČS, DVC, VR	36
2.5	Dosavadní poznatky o andozemích na území Česka a Slovenska	39
2.6	Vybrané analytické metody potřebné k určení andozemí	44
3	Metodika práce	46
4	Výsledky a diskuse	48
4.1	Výsledky vlastního výzkumu na lokalitě Velký Roudný	48
4.2	Predikce výskytu andozemí na území ČR	57
4.2.1	Vulkanity v okolí Uherského Brodu	58
4.2.2	Potenciální výskyt andozemí na území Českého středohoří	63
4.2.3	Potenciální výskyt andozemí na území Doupovských hor	67
4.3	Souhrn potenciálního výskytu andozemí na území ČR	72
5	Závěr	73
6	Seznam použité literatury	74
7	Seznam obrázků, grafů, map a tabulek	84
8	Přílohy	87

1 Úvod

Půdní pokryv ČR je poměrně rozmanitý. Půdy na mladých vulkanitech Česka zastupují ovšem jen malé procento z nich. Hlavní vulkanická neoidní centra Českého masivu jsou spjata s centrálním zlomem oherského riftu, v místech jeho přetnutí s příčnými poruchami: litoměřickým zlomem, lužickým zlomem a saskou linií (Kopecký, 1988). Přibližně v této oblasti se nachází dva velké orografické celky: České středohoří a Doupovské hory. Nejen na tyto oblasti se zaměřujeme v případě hledání lokalit vhodných na výskyt andozemí. Klasifikace andozemí ani samotný pedologický klasifikační systém půd není jednotný, jako je tomu např. ve vědách biologických. Teprve v letech 1950 až 1980 se začíná s postupným sjednocováním klasifikace půd jak u nás, tak i v zahraničí. Tento proces vyvrcholil na konci 20. století a promítnul se do nejnovějších klasifikačních systémů, zejména do WRBS (World Reference Base of Soil) a US Soil Taxonomy – americké klasifikace půd (Němeček, 2002).

V druhé polovině 20. stol. se v případě klasifikace zemědělských půd vycházelo z Komplexního průzkumu půd ČR (Němeček et. al., 1967). U lesních půd se využívala klasifikace Houby (Houba, 1965; 1970). Postupně docházelo ke sjednocování těchto dvou klasifikačních systémů, jednotnou klasifikaci dokončil Němeček et al. (2001). Tento klasifikační systém byl schválený českou pedologickou společností a stal se tudíž pro ČR závazným. Systém sjednocuje klasifikaci zemědělských a lesních půd na úrovni referenčních skupin půd (umožňují propojit naši klasifikaci s hlavními zahraničními referenčními systémy), půdních typů a subtypů na základě diagnostických horizontů a znaků do hloubky 0,25m (Němeček, 2002). Český klasifikační systém půd se skládá z 15 referenčních tříd půd. Mezi ně nepochybně patří i andosoly.

Pro ně je charakteristický vznik na mladých vulkanických podložích, přítomnost buď andického nebo vitrického horizontu a nízká objemová hmotnost (ISSS Working Group RB, 1998). Ač tyto půdy máme v našem klasifikačním systému, jejich výskyt na našem území doposud nikdo prokazatelně neurčil. Jejich rozšíření jak u nás tak na Slovensku není dodnes dostatečně popsán a proto jsou výzkumy na tomto poli neustále aktuální.

Cílem této práce je tedy shrnout dosavadní poznatky o andozemích a o neoidních oblastech na našem území a pokusit se přispět do diskuze, zda se i u nás andozemě vyskytují, případně vytipovat lokality jejich potenciálního výskytu v Česku.

2 Literární část

2.1 Obecný úvod k půdám

„K půdě bychom měli vždy přistupovat jako k dynamickému přírodnímu útvaru, který se vytváří, vyvíjí a udržuje v závislosti na okolním prostředí“ (Tomášek, 2007). Na půdu můžeme také nahlížet jako na přírodní historický útvar (prostředí), ve kterém zůstávají zaznamenány všechny změny klimatu, vegetace a ostatních půdotvorných faktorů (Smolíková, 1988). Rozdílných definic půdy můžeme najít v různých publikacích spousty, nejvýstižnější definici půdy dle názoru M. Tomáška (1967) podal jeden ze zakladatelů světového půdoznalectví V. V. Dokučajev. Ten půdu definoval jako: „Samostatný, přírodně – historický útvar, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem, jenž probíhá působením několika půdotvorných činitelů.“ V aktuálně nejnovější publikaci Půda v České republice (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009) je půda definována jako: „Nejsvrchnější část zemské kůry, tvořená směsí minerálních součástí, odumřelé organické hmoty a živých organismů. Je vertikálně členěná, propojená se svým podložím a vzniká ze zvětralin nebo nezpevněných minerálních a organických sedimentů“.

Vznik půdy je podmíněn působením půdotvorných činitelů, které můžeme dělit do dvou velkých skupin: půdotvorné faktory a podmínky půdotvorného procesu. Půdotvorné faktory působí přímo při vzniku půd, podmínky půdotvorného procesu nepůsobí přímo, ale právě přes svůj vliv na půdotvorné faktory. Mezi půdotvorné faktory řadíme půdotvorný substrát – matečnou horninu, podnebí, biologický faktor, podzemní vodu a v neposlední řadě vliv člověka. Do skupiny půdotvorných procesů patří utváření terénu – reliéf a čas – stáří půdy (Tomášek, 2007).

2.2 Charakteristika andosolů

2.2.1 Úvodní slovo k základním vlastnostem andosolů

Andosoly jsou typické kyselé půdy vulkanických oblastí, mají specifickou morfologii a specifické fyzikální i chemické vlastnosti. Jejich mezinárodní i český název je, ač nelogicky, odvozen z japonštiny. An-do v japonštině znamená tmavá půda. Název andosol je tedy vlastně zdvojením (koncovka -sol znamená půda; Novák, 2010).

Je pro ně charakteristická silná vrstva tmavého horizontu (Kimble et al., 2000). Andosoly mohou vznikat i mimo vulkanická centra, pokud jsou na daném místě vhodné environmentální podmínky pro jejich vznik (ISSS Working Group RB, 2006).

Andické vlastnosti půdy se projevují na povrchu nebo pod povrchem, obvykle ve vrstvách. Andické horizonty obsahují velké množství organického materiálu (více než 5%) a obvykle jsou tmavě zbarvené (Value a Chroma / za vlhka / ≤ 3). Charakteristická je nízká objemová hmotnost a prachovitě-hlinitá, jemnější textura (ISSS Working Group RB, 1998).

Nejobsáhlejší literatura o andozemích pochází ze zemí, kde mají tyto půdy hojný výskyt. Jsou to např. státy Jižní Ameriky, Indonésie, Filipíny, Austrálie, Nový Zéland. Z evropských zemí se touto problematikou v minulosti zabývalo nejvíce Německo, Francie, Irsko a Island. Značná pozornost je těmto půdám věnována také v Japonsku a v Koreji. Jednou z nejvíce komplexních knih o andosolích je kniha od Shoji et al. (1993) *Volcanish Ash Soils*. Další odborné publikace, které se problematice andosolů věnují, jsou například Wada (1980, 1986) a Kimble et al. (2000), Dahlgren et al. (2004). Od slovenských autorů, kteří se problematikou andosolů zabývají je možno uvést práce Kočíka et al. (1999) nebo Šály (2000).

2.2.2 *Klasifikace andozemí*

Prvně byly půdy, které vznikají na vulkanitech pojmenovány v Japonsku v roce 1947 jako andosoly (Simonson, 1967) a v roce 1974 byly tyto půdy začleněny do půdních map světa, které vytvářela organizace FAO (ISSS Working Group RB, 1998). V roce 1990 byly andosoly zařazeny jako samostatná skupina do americké půdní klasifikace na základě Smithova (1978) průzkumu těchto půd (Soil Survey Staff, 1990).

Díky svým vlastnostem se andosoly staly dříve či později ve všech klasifikačních systémech samostatnou skupinou: andisols jako řád v US Soil Taxonomy (1986), třída andosols ve francouzské klasifikaci 1995, totéž ve WRBS (1998, 2006). V Československé klasifikaci 1992 (Hraško et al., 1991), ale i nové slovenské klasifikaci (Sobocká et al., 2000) a v nové české klasifikaci (Němeček a kol., 2001) jsou andosoly i nadále vedeny jako referenční třída. Jak uvádí Novák (2010) v českém klasifikačním systému není dosud diagnostika andosolů uspokojivě popsána a definována.

Klasifikace andozemí podle: WRBS, 2006

The World Reference Base for Soil Resources (WRBS) je mezinárodní standardizovaná taxonomická klasifikace půd, jejíž systém schválila International Union of Soil Science (IUSS). Vzhledem k tomu, že WRBS chce být systémem sjednocujícím, využívá rozumné myšlenky i jiných klasifikací, hlavně německé, britské, portugalské, belgické a nizozemské. Nejvyšší úroveň kategorizace obsahuje 30 skupin půd. Klasifikace na této úrovni se provádí pomocí tzv. diagnostických horizontů, vlastností a matečných hornin. (Hauptman; Kukul; Pošmourný, 2009)

Abychom podle **WRBS** (2006) mohli půdní profil, nebo jeho část označit za andický je třeba, aby splňoval následující kritéria:

- Objemová hmotnost půdy za momentní vlhkosti musí být 0,9 g/cm³ nebo méně a
- Obsah Al_{ox}¹ + ½ Fe_{ox} v jemnozemi musí být ≥ 2% a
- Retence fosfátů musí být 85% a více a

¹ Al_{ox} a Fe_{ox} – kyselinou oxalátovou vyluhovatelný hliník a železo, respektive hodnota, vyjádřená jako procento jemnozrné frakce (0-2 mm) vysušené při teplotě 105 ° C (ISSS Working Group RB, 2006).

- Organický uhlík musí dosahovat hodnot méně než 25 hm. %

K výše uvedeným základním vlastnostem je možno přiřadit další doprovodné znaky, které charakterizují andické vrstvy

- Barva: Munsell value a chroma musí být < 3
- V poměru fulvokyselin k huminovým kyselinám FK/HK převažují fulvokyseliny
- Poměr uhlíku k dusíku C:N musí být vysoký (> 13)

WRBS rozlišuje 2 typy andických vlastností:

- Typ „SIL-ANDIC“ - dominuje alofan a jemu podobné minerály ($Al_p/Al_o < 0,5$)
- Typ "ALU-ANDIC" - dominují komplexy hliníku s organickými kyselinami ($Al_p/Al_o > 0,5$)

Sil-andic má kyselou až neutrální půdní reakci, zatímco alu-andic ji má silně kyselou až kyselou.

Identifikace v terénu (podle: WRBS, 2006)

Andické vlastnosti mohou být identifikovány pomocí fluoridu sodného – tzv. „field test“ podle Fieldes a Perrott (1966). Hodnota pH v NaF větší než 9,5 indikuje alofan a / nebo organohlinité komplexy. Zkouška je orientační pro většinu vrstev s andickými vlastnostmi, s výjimkou těch, které jsou velmi bohaté na organický materiál. Nicméně stejná reakce se vyskytuje ve spodickém horizontu, tudíž tento test musí být rozšířen o další doprovodná měření v laboratoři.

Neobdělané, organickou hmotou bohaté povrchové vrstvy se sil - andickými vlastnostmi mají typicky hodnotu pH (H₂O) 4,5 nebo vyšší, zatímco neobdělané povrchové vrstvy s alu-andickými vlastnostmi, bohaté na organický materiál mají obvykle pH (H₂O) menší než 4,5.

Diagnostické horizonty (WRBS, 2006)

1) Fulvický horizont

Fulvický horizont (z latinského „fulvus“ - tmavožlutý) je hrubý, černý horizont na/nebo při povrchu, který obsahuje "short-range order" minerály (hlavně alofany) nebo Al-humusové komplexy. Má nízkou objemovou hmotnost a obsahuje vysoké množství organické hmoty.

Diagnostická kritéria

a) andické vlastnosti; a

jedno nebo obě z následujících vlastností:

1. Value a Chroma (za vlhka) ≤ 2 ; nebo

2. Melanický index $\geq 1,7$; a

b) $\geq 6\%$ organického C (vážený průměr) a $\geq 4\%$ organického C ve všech částech; a

c) kumulativní tloušťka nejméně 30 cm s méně než 10 cm nefulvického materiálu v horizontu.

2) Melanický horizont

Melanický horizont (z řeckého „melas“ - černý) je hrubý, černý horizont na / při povrchu, pro který je typický vysoký obsah "short-range-order" minerálů (hlavně alofanů) nebo Al-humusových komplexů. Má nízkou objemovou hmotnost a obsahuje vysoké množství organické hmoty.

Diagnostická kritéria

a) andické vlastnosti; a

b) Value a Chroma (za vlhka) ≤ 2 ; a

c) melanický index $< 1,7$; a

d) $\geq 6\%$ organického C (vážený průměr) a $\geq 4\%$ organického C ve všech částech; a

e) kumulativní tloušťka nejméně 30 cm s méně než 10 cm nemelanického materiálu v horizontu.

Rozdíl mezi fulvickým a melanickým horizontem je pouze v melanickém indexu, který se získá až po laboratorních analýzách. Je třeba zdůraznit, že koncepce melanického horizontu je ve WRBS (2006) jiná než v české nebo slovenské klasifikaci.

Klasifikace andozemí (podle: Morfogenetického klasifikačního systému půd Slovenska; Sobocká et al., 2000)

Andozem (AM)

- bez dalších diagnostických horizontů nebo jejich náznaků - modální (AMm)
- s kultizemním ornicovým Akp-horizontem do hloubky 35 cm - kultizemní (AMa)
- se silně skeletovitým Bvn-horizontem (obsah skeletu > 50%) - rankerová (AMu)

VARIETY:

nasycená - n

kyselá - a

kontaminovaná - x

Andické diagnostické znaky

- Obsah $Fe_{ox} + \frac{1}{2} Al_{ox} \geq 2 \%$ nebo
- Hodnota fosfátové retence > 85%
- Objemová hmotnost $\leq 0,9 \text{ g/cm}^3$
- Výměnná alkalita $pH \geq 9,4$ v NaF
- Další doprovodný znak je podíl alofanu s rostoucí hloubkou

Andozemní půdy vykazují typické sekvence horizontů:

AM: Aa – Bvn – C

AMm: Aa-A/Bvn-Bvn-B/C-C

AMa: Akp-Aa-Bvn-B/C-C

AMu: Aa-Bvn-B/C-C

Diagnostické horizonty

1) Melanický horizont (Aa)

Tmavě zbarvený, povrchový humusový horizont ze zvětralin sopečných hornin, s převahou fulvokyselinových frakcí, extrémně kyprý, s vysokým obsahem organických látek, který má:

- mocnost > 10 cm
- $\geq 6\%$ organického C jako vážený průměr a $\geq 4\%$ organického C ve všech vrstvách;
- barva za vlhka: Value < 2, Chroma < 3

2) Kambický horizont (Bv)

Metamorfický podpovrchový horizont, který vznikl procesem braunifikace (hnědnutí) a má:

- mocnost > 15 cm
- alterační znaky (alespoň jeden z následujících)
- a) chroma vyšší nebo H_{ue} červenější jako v horizontu C
- b) obsah volného Fe je v Bv horizontu vyšší než v C horizontu
- c) má vyšší obsah jílu v B horizontu než v C horizontu
- d) má výraznější strukturu
- e) má nekarbonátovou jemnozernou
- < 75% skeletu
- nesplňuje kritéria luvického, mramorovaného nebo spodického horizontu
- má objemovou hmotnost pod $0,9 \text{ g/cm}^3$, ale nesplňuje kritéria pro andický horizont

2.2.3 Složení a zdrojový materiál andosolů

Nejběžnějším zdrojovým materiálem andosolů je tefra (ISSS Working Group RB, 1998). Tefra je souhrnný název pro všechny vulkanické vyvrženiny, nezávisle na morfologii, velikosti a složení daného materiálu, pokud má méně jak 2mm v průměru, označuje se tento materiál jako vulkanický popel (MacDonald, 1972). Podstata tefrových materiálů se zásadně liší podle různých typů vulkanických erupcí, které jí produkují. Sopečné sklo je termín běžně používaný pro tefru, ale přesněji řečeno odpovídá jen té části, která vychladla velmi rychle. Vulkanické sklo je podle USDA – amerického ministerstva zemědělství (Soil Survey Staff, 1988) definováno jako opticky izotropní materiál sklovité nebo pemzovité povahy různé barvy včetně skelných agregátů a povlaků na jiných minerálních zrnech, taková zrna musí mít alespoň 50 objemových. % vulkanického skla. Fisher a Schmincke (1984) se ve své publikaci detailněji zabývali klasifikací sopečných materiálů.

Matečným substrátem andozemí jsou vulkanické horniny s podílem vulkanického skla nebo jejich tufy (IUSS Working Group WRB, 2006). Jde tedy o ryolit, dacit, andezit, bazaltický andezit a bazalt. Naprostá většina autorů, kteří se zabývají výskytem andosolů, podmiňují jejich vznik na horninách andezitového typu. Andezit nebo jeho odrůdy jsou však v ČR zastoupeny pouze vzácně. Ze skupiny andezitů se v ČR vyskytují žíly trachandezitů v Tepelské vrchovině, v jižní části Doupovských hor a lokálně v Českém středohoří

(Novák, 2010). Na Moravě se vyskytují intruzivní i efuzivní žíly amfibolických trachyandezitů nebo čedičových andezitů pod povrchem ve flyšových vrstvách Bílých Karpat v okolí Uherského Brodu, většinou pod lesními celky (Stejskal, 1958).

Tabulka 1: Dělení typů magmatu na základě chemického složení

Typ magmatu	chemické složení	teplota	viskozita	obsah plynné složky
bazaltový	45-55 % SiO ₂	1000 -1200 °C	nízká	nízký
andezitový	55-65 % SiO ₂	800 - 1000 °C	střední	střední
ryolitový	65-75 % SiO ₂	650 - 800 °C	vysoká	vysoký

(Zdroj: Fisher – Schmincke, 1984)

Významnou roli hraje při zvětrávání vulkanických materiálů kinetika. Z hlediska kinetiky jsou v andozemích preferovány metastabilní minerály (alofany, feryhydrity) nebo organické komplexy, jejichž tvorba odpovídá relativně vysoké koncentraci Al, Fe a Si v půdním roztoku. Nezanedbatelným jevem při zvětrávání je chemické složení vulkanického skla. Čím je vyšší podíl prvků Na, K, Ca, Mg, Fe, Al / Si, tím je zvětrávání intenzivnější. Dalšími důležitými faktory zvětrávání jsou: specifický povrch, teplota, potenciál vyuhlování (množství vody, pH), mocnost matečné horniny (Dahlgren et al. 1993).

2.2.4 Chemické vlastnosti andosolů

Ke společným znakům andických půd patří, jak již bylo řečeno, zejména vysoký obsah humusu (Shoji, Otowa, 1988 a další), ten se pohybuje v humidních podmínkách mírného pásma nad 8 %, někdy ovšem i více než 20%. Vysoký obsah humusu je způsoben vytvářením komplexů humusových látek s formami aktivního Fe a Al, nebo minerály typu alofanu, imogolitu nebo feryhydrity (vznikají zvětráváním sopečného skla; ISSS Working Group RB, 1998).

Alofan je amorfní hydratovaný alumosilikát s variabilním chemickým složením (Van Olphen, 1971), který vzniká z monomerního nebo kondenzovaného Si-iontu a hydroxy-Al-iontu (Wada, 1985). Poměr Al:Si se pohybuje od 1 (Si-alofan) po 2 (Al-alofan-

protoimogolit). Tvořen je dutými, nepravidelně sférickými částicemi s vnějším průměrem 3,5-5 nm a tloušťkou stěny 0,7-1 nm (Dahlgren et al., 1993).

Mezníkem v chápání andosolů, respektive andických vlastností, bylo jejich rozdělení na nealofanické a alofanické (Novák, 2010). Shoji a Otowa (1988) za alofanické andozemě považují ty, které vznikají z vulkanických hornin bohatých na vulkanické sklo (bazalty, bazaltické andezity). Dostatečné množství bazických kationtů nasycuje sorpční komplex a brání výraznější tvorbě organokovových komplexů. Tvoří se tak jílové minerály typu alofanu, ty jsou zbytkem třetihorního větrání (Stejskal, 1958). Nealofanické andosoly vznikají z hornin typu andezitu, ryolitu nebo dacitu. Jejich kyselý charakter podmiňuje tvorbu Al – Fe organokovových komplexů a chloritizovaných jílových minerálů (Novák, 2010).

Podobné dělení nalezneme i ve WRBS (2006), zde se typy andických horizontů nazývají sil-andický typ (kde převládá alofan) a alu – andický typ (převládají komplexy Al s organickými kyselinami).

Základním půdotvorným procesem je rychlé větrání a transformace pórovitého půdotvorného substrátu. Výsledkem je tvorba amorfních nebo velmi slabě krystalických silikátových minerálů - alofanu, imogolitu, ferihydrítů (Němeček, 1990).

2.2.5 Fyzikální vlastnosti andosolů

Půdy s andickými znaky vykazují některé unikátní fyzikální vlastnosti, které představují neméně důležité vlastnosti jako již popsané vlastnosti chemické.

V celosvětovém měřítku mají andozemní půdy granulární, hrudkovitou, polyedrickou, prizmatickou nebo lamelární makrostrukturu. Středně až hrubě hrudkovitá nebo granulovaná struktura je typická pro A-horizont nekultivovaných andozemí. Kultivované andozemě podléhají kompakci. Tím se znehodnocuje jejich struktura a redukuje se organická hmota (Nanzyo et al., 1993).

Nízká objemová hmotnost je pro andozemě natolik typická, že slouží jako klasifikační kritérium. Hlavním faktorem určujícím nízkou objemovou hmotnost je rychlá pedogenní tvorba pórovité struktury. Ta se tvoří za účasti alofanu a jemu podobných minerálů (Trnková, 2007).

Stanovit zrnitostní složení andických půd je problematické. Hlavně v povrchových humózních horizontech dochází při jejich vysušení k nevratné změně v obsahu jílovitých frakcí. Při sušení dochází k nevratnému cementování jílovitých částic do hrubší frakce (Maeda et al., 1977).

Plasticita je vlastnost půdy, která dobře odlišuje alofanické horizonty od jiných. Vlhké alofanické půdy mají vysokou mez zvodnění, ale i plasticity. V případě, že je půda postupně vysoušena, mez zvodnění velmi rychle klesá (rychleji než mez plasticity). Vysoce alofanické půdy se vysoušením stanou neplastické (Trnková, 2007). Maeda et al. (1977) přičítá tyto nevratné změny při vysoušení a opětovném navlhčování půdy nevratné hydrataci povrchu alofanu.

2.2.6 Shrnutí faktorů, které ovlivňují pedogenezi andosolů

Geneze andických vlastností a znaků je primárně podmíněna obvyklými půdotvornými faktory v posloupnosti hornina – čas – klima – reliéf – vegetace (Balkovič; Slivková, 2002). Pro pedogenezi jsou významné i akcesorické minerály jako opál, kristobalit, halloysit, smektity nebo jiné jílové minerály. Obsah vulkanického skla v hornině, stupeň pórovitosti a jeho složení je pro zvětrávání důležitým faktorem: intenzivnější větrání probíhá v pórovitém vulkanickém skle a ve skle s vyšším podílem Na, K, Ca, Fe, Al, zatímco vysoký obsah SiO₂ zvětrávání zpomaluje (Novák, 2010). Arnold (1988) tvrdí, že obsah vulkanického skla není nezbytnou podmínkou pro vznik půd řazených do řádu Andisols.

Množství srážek a dlouhodobé provlhlení horizontů se zdá být zásadním pro tvorbu andozemí v našich podmínkách. Takové mikroklimatické podmínky podmiňují trvalý stav hydratace nekrytalizovatelných produktů zvětrávání a zpomalují jejich rekrystalizace (Trnková, 2007).

Kanno (1962) poukázal na vliv reliéfu pro distribuci pedogenních jílových minerálů u alofanických minerálů, která je podmíněna pohybem podzemní vody. Pohyb podzemní vody determinuje režim vyplavování kyseliny křemičité a tím i tvorbu alofanu.

Typ vegetace může také do jisté míry ovlivnit vznik andických horizontů. Pod lesními cenózami, kde je biomasa kořenů v humusovém horizontu relativně nízká, vzniká fulvický horizont a pod travinnými porosty se zase může vyvinout kvalitnější melanický horizont (ISSS Working Group RB, 1998).

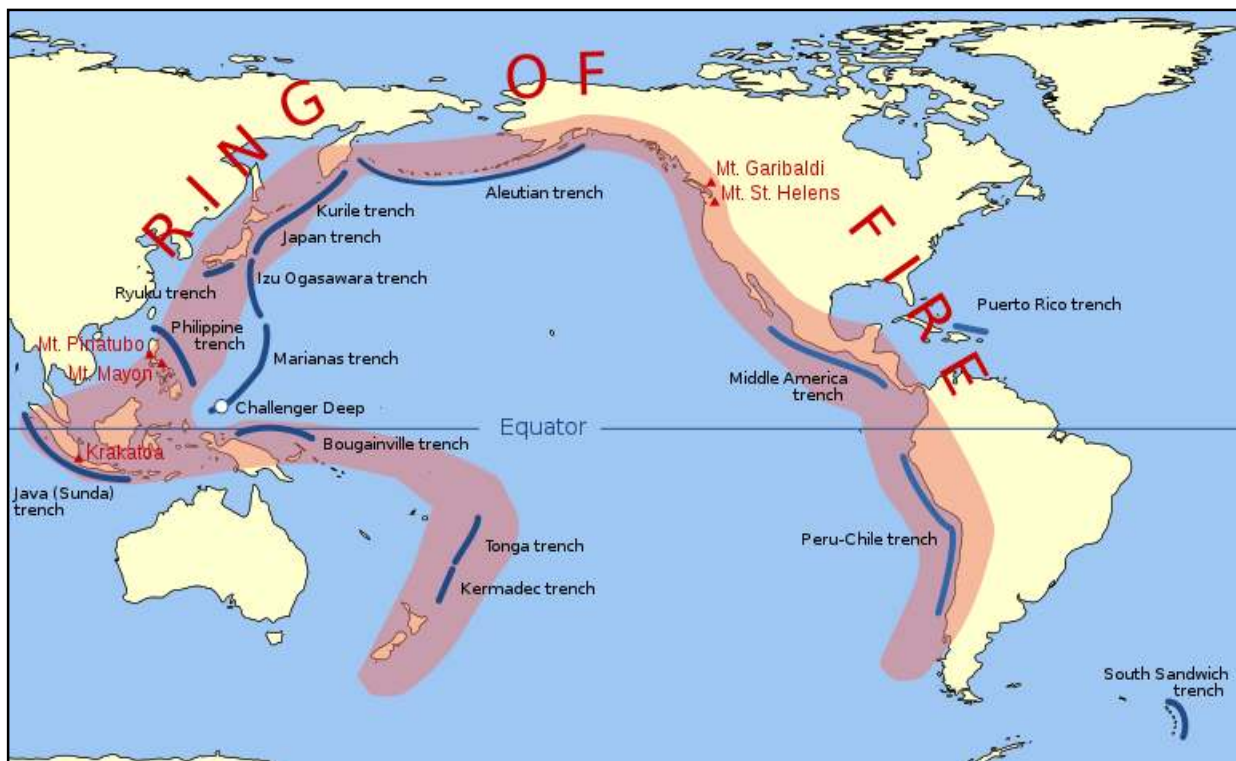
2.2.7 Rozšíření andosolů ve světě

Andosoly jsou půdy poměrně mladé, Brady (2002) odhaduje jejich stáří na 5-10 tisíc roků. Obecně mají tyto půdy velký rozsah potencionální úrodnosti od slabě produktivních až po vysoce úrodné (Shoji et al., 1993).

Na zemském povrchu mají andosoly poměrně řídké zastoupení. Pokrývají zhruba 120 milionů ha, což odpovídá pouze 1-2% zemského povrchu (Kimble et al., 2000) Přičemž velká část těchto území je hustě obydlená (ISSS Working Group RB, 1998). Zdaleka největší koncentrace andosolů byla nalezena podél cirkumpacifického pásu (znázorněném na obr. 1; Kimble et al., 2000). Jedná se o zónu tektonické a vulkanické aktivity kolem Tichého oceánu, která má ve skutečnosti tvar podkovy. Dochází zde k podsouvání litosférických desek oceánské kůry pod desky kontinentální. Což je hlavním důvodem zvýšené vulkanické aktivity v této oblasti (www.gweb.cz).

Největší výskyt andosolů ve Spojených státech se nachází na Aljašce (10 mil ha) a v oblasti severozápadního Pacifiku (McDaniel et al., 1993).

Obrázek 1: Cirkumpacifický pás



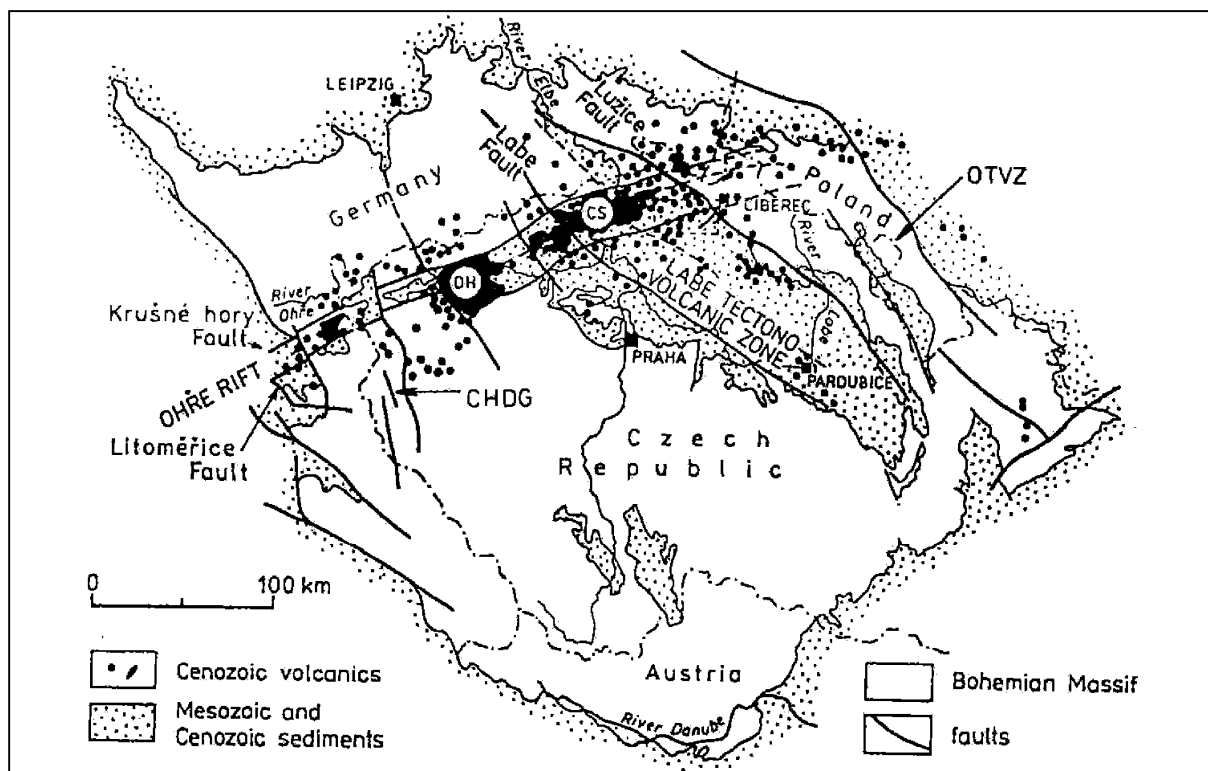
(Zdroj: <http://commons.wikimedia.org/>)

2.3 Tektonický a vulkanický vývoj oherského riftu (neoidní vulkanismus na území ČR)

Neoidní vulkanity na území ČR jsou součástí poměrně rozsáhlé středoevropské vulkanické provincie. Ta vznikla v předpolí Alpského orogénu, pravděpodobně v souvislosti s extenzí kůry vyvolané výstupem plášťového diapiru (např. Kachlík, Geologický vývoj České republiky, skripta pro SURAO). Oherský rift s mladou alkalickou vulkanickou oblastí České středohoří (dále v textu ČS) a Doupovským vulkanickým komplexem (dále DVC) a přílehlými výskyty neovulkanitů je součástí tafrogenní soustavy epihercynské platformy ČM (Kopecký, 2010)

Tektonický a vulkanický vývoj střední části oherského riftu v oblasti ČS vykazuje tři stadia subsidence, následované fázemi vulkanické aktivity a stadii zdvihu. V rozsahu celého riftu se tato aktivita posouvala od VSV k ZJZ – časově od svrchní křída do kvartéru. Čtvrtá (kvartérní) subsidence a následný vulkanismus se vyskytovaly zejména v ZJZ segmentu riftu – Chebské pánvi (Kopecký, 2010).

Obrázek 2: Struktury terciérního vulkanismu v Českém masivu



Vysvětlivky: CS – České Středohoří; DH – Doupovské hory; OTVZ – oderská tektono-vulkanická zóna; CHDG – chebsko-domažlický příkop (Zdroj: Kopecký, 1978).

Kopecký (1988) dělí na základě radiometrických datování neoidní vulkanismus na našem území do čtyř základních fází:

1) 79-50 Ma (*iniciální neovulkanická fáze*)

- první období subsidence proběhlo v SV části dnešního oherského riftu ve svrchní křídě a bylo provázeno a následováno iniciálním riftovým vulkanismem. Koncem křídě došlo ke zdvihu (vyklenutí) SV části riftu a k následnému vyhloubení erozních rýh ve fosilním povrchu svrchnokřídových sedimentů (oblast mezi Teplicemi a Děčínem). Druhé, paleogenní období subsidence vytvořilo mělké sedimentační pánve po celém území riftu (Kopecký, 2010).

2) 41 – 17 Ma (*hlavní fáze*)

- současně s vytvářením mělkých sedimentačních pánví začínala aktivita druhé neovulkanické fáze. Jedná se o hlavní neovulkanickou fázi ČS. Její produkty (zvláště pyroklastika) byly zpočátku subaquatické (Kopecký, 2010).

3) 13- 9Ma

- třetí období subsidence vytvořilo blokovou stavbu riftu se subsidenčními bloky severočeské, sokolovské a chebské pánve. Silně vulkanické bloky (ČS a DVC) druhé neovulkanické fáze v tomto období stoupaly, okolní bloky klesaly a nakláněly se k SZ. Zdvih na rozhraní miocénu a pliocénu ukončil sedimentaci hnědouhelných pánevních bloků a došlo k intruzivní aktivitě třetí neovulkanické fáze. Celkově se vulkanická aktivita třetí fáze koncentrovala do aktivizovaného příčného teplického riftu u Mradic (Kopecký, 2010).

4) ≤ 1 Ma

- čtvrtá fáze vytvořila dva malé vulkány, vázané na oblast chebského zlomu – Komorní a Železnou hůrku (Kopecký, 2010). Recentní aktivita oherského riftu se projevuje seismickými pohyby, stálými významnými úniky CO₂, výskytem termálních vod soustředěných podél centrálního zlomu riftu a výstupem geotermální energie podél hlubinných zlomů oherského riftu a labské tektono – vulkanické zóny (Pačes et al., 1979).

Ulrych a Pivec (1997) dělí neoidní vulkanismus na našem území zjednodušeněji než Kopecký:

- 1) starší preriftové stádium
- 2) mladší riftové stádium

1) *Preriftové stádium* je datováno časovým rozpětím 80 – 50Ma (campan – spodní eocén). Je charakteristické žilnými proniky ultrabazických magmat, které se vyskytují při vnějších zlomech SV části oherského riftu a při lužickém zlomu. Povrchové pozůstatky z této doby nejsou známy.

2) *Riftové stádium* spadá z velké většiny do hlavní vulkanické fáze podle L. Kopeckého (1988). Hlavní vulkanická fáze spadá do intervalu svrchní eocén – spodní miocén, tedy zhruba 40 – 18 Ma.

2.4 Přírodní poměry Českého středohoří, Doupovských hor a Velkého Roudného

2.4.1 Základní charakteristika

České středohoří

ČS je největší souvislá neovulkanická oblast v Čechách o celkové rozloze 1265km² (Anděl a kol., 2000). Nový soubor poznatků zařadil ČS (jakožto součást oherského riftu) do evropsko – africké riftové soustavy (Kopecký, 2010). ČS vzniklo seskupením vulkanických těles mezi okrajovým litoměřickým zlomem na JV a krušnohorským zlomem na SZ, podél předpokládaného centrálního zlomu, který probíhá středem oherského riftu. ČS se svým charakterem vymyká ostatním územím v České republice (David P., 2005). Je potřeba zdůraznit, že dnešní tvar krajiny i sopečných těles, které připomínají nasypané sopečné kužele, není původní (Chlupáč a kol., 2002).

CHKO České středohoří zaujímá 84% rozlohy stejnojmenného pohoří (Kuncová, 1999). A rozprostírá se na území sedmi okresů: Česká Lípa, Děčín, Litoměřice, Louny, Most, Teplice a Ústí nad Labem (Anděl a kol., 2000).

Tabulka 2: Základní údaje CHKO ČS

Rozloha	1063,17 km ²
Geografická orientace	50° 22' - 50° 48' N, 13° 43' - 14° 32' E
Nadmořská výška	122 m n. m. (Děčín) – 836,5 m n. m. (Milešovka)
Vyhlášení	výnosem MK ČSR č.j. 6883/1976
Maloplošná zvláště chráněná území v CHKO	- 5 národních přírodních rezervací - 8 národních přírodních památek - 12 přírodních rezervací - 18 přírodních památek

(Zdroj: <http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz> a Kuncová, 1999)

Hlavními důvody pro vyhlášení Českého středohoří za CHKO, byla středoevropská jedinečnost krajinného reliéfu mladotřetihorního vulkanického pohoří, pestrost geologické stavby a druhové bohatství rostlinstva a fauny (Kuncová, 1999). Reliéf sopečného pohoří,

jeho členitost a pestrost je v ČR unikátní. Je však ohrožen těžbou i dopravní infrastrukturou (Voženílek et al., 2002).

Doupovské hory

Doupovské hory se rozprostírají v severozápadních Čechách přibližně v oblasti mezi Karlovými Vary, Bochovem, Podbořany, Kadani a Ostrovem (Matějů, 2010). Geologicky je komplex situován v místě protnutí oherského riftu s příčným jáchymovským zlomovým pásmem ve směru SZ – JV (Chlupáč et al., 2002). Maximální mocnost komplexu dosahuje až 500m (Cajz et al., 2005).

DVC zaujímá plochu 607 km², z čehož území o rozloze 330,15 km² zabírá největší vojenský újezd v České republice – Hradiště založený roku 1953 (Syrovátková, 2009).

Ač byl komplex po miocénu značně denudován, zachoval se zde ve srovnání se středohorským komplexem velký objem povrchových vulkanických produktů (Cajz et al., 2005).

Velký Roudný

NPP Velký Roudný je nejvyšší sopkou v Nížkém Jeseníku, nachází se cca 1km od obce Roudno (Šťastná, 2007). Zároveň je VR geomorfologicky nejzachovalejší stratovulkán Nížkého Jeseníku s několika lávovými proudy a zachovalým jícnem, na jehož stavbě se podílejí produkty výlevné i explozivní vulkanické činnosti (www.cittadella.cz). Naposledy byl stratovulkán činný počátkem čtvrtohor. Jedná se tedy o jednu z našich nejmladších sopek (Šťastná, 2007).

Tabulka 3: Charakteristika NPP Velký Roudný

Katastrální území	Roudno (okres Bruntál)
rozloha	81ha
Nadmořská výška	640 –780 m
vyhlášení	1966

(Zdroj: http://www.cittadella.cz/europarc/index.php?p=index&site=NPP_velky_roudny_cz)

2.4.2 *Geologická charakteristika*

České středohoří

České středohoří se vytvářelo na styku dvou významných jednotek Českého masivu, které byly odlišné jak stavbou, tak i vývojem. Konkrétně se jedná o krušnohorskou – durynskou oblast na SZ a tepelsko – barrandienskou na JV. V tomto prostoru se po ústupu křídového moře vyvinul prolom jako důsledek působení alpinských horotvorných procesů (Voženílek et al., 2002).

K nejčastějším horninám celé vulkanické zóny, probíhající ze západních do severních Čech patří olivinické čediče, bazalty, nefelinity, trachyty a znělce. Kromě třetihorních vulkanitů lze ve středohoří zastihnout i horniny mnohem starší (Kuncová, 1999). V podloží vulkanických i sedimentárních hornin jsou zastoupeny metamorfované horniny a hlubinné vyvřeliny vzniklé na přelomu starohor a prvohor, řazené většinou ke krušnohorskému krystaliniku. To je zastoupeno téměř pod celým Českým středohořím. Pod centrální částí se nacházejí žuly, granodiority a diority, obsahující biotit případně amfibol (Voženílek et al., 2002).

Z petrografických typů neovulkanitů jsou nejvíce v ČS zastoupeny čedičové horniny a to 73,6% (Kuncová, 1999).

Stavba centrální části ČS je stratovulkanická. Okrajové části a periferie jsou tvořeny bazálními bazaltovými lávovými proudy, které leží na převážně subaqtických pyroklastikách nebo na paleogenním či svrchnokřídovém podloží. Hojné jsou v prostoru erozí odkryté sopouchy a diatremy. Dokladem explozivního charakteru diatrem s maarovým vyústěním jsou xenolity povrchových hornin nebo fosilizované úlomky dřev. Na jihozápadní periferii jsou zachované výplně fosilních maarů. Masivní magmatické výplně bazaltových sopouchů bývají mylně považovány za erozivní zbytky lávového proudu (např. Panská skála u Kamenického Šenova, Kopecký, 2010).

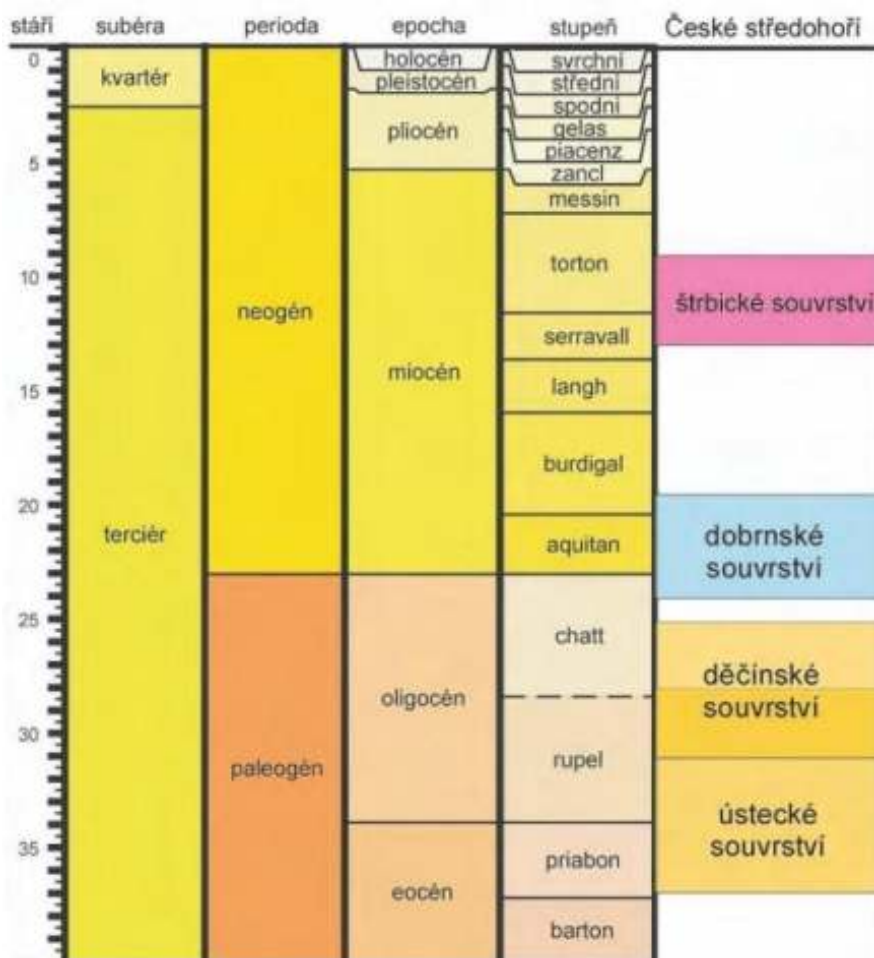
V bulletinu ČGS, 75, 1 (2000) navrhuje Cajz vnitřní litostratigrafické členění vulkanosedimentárního komplexu ČS na následující formální souvrství:

povrchové vulkanické produkty jsou dělené následovně:

- souvrství *ústecké* (36,1 – 25,5 Ma), které zahrnuje bazanitové výlevy a doprovodná vulkanoklastika včetně sedimentárních vložek, představuje výplň riftového údolí.
- souvrství *děčínské* (30,8 – 24,7 Ma) tvořené trachybazaltickými, redeponovanými tufy a lávami, jež jsou pozůstatkem rozsáhlého složeného vulkánu a představují další stupeň magmatického vývoje.
- souvrství *dobrnské* (24,0 – 19,3? Ma) tvořené bazanitovými lávami, které vznikly patrně v důsledku remobilizace magmatického krbu.
- čtvrtá litostratigrafická jednotka, *štrbické* souvrství (13,9 – 9,0? Ma) je tvořené bazanitovými intruzemi a proniká sedimenty mosteckého souvrství.

První tři souvrství vznikla jako výsledek jednoho magmatického cyklu (nejsvrchnější eocén – spodní miocén, s maximem v oligocénu).

Obrázek 3: Stratigrafické členění ČS



(Zdroj: Cajz et al., 2008)

Kopecný (2010) poukazuje ve své práci na nevysvětlené vzájemné časové překrytí *ústeckého a děčínského* souvrství a to téměř o pět milionů let a tím odporuje protikladu jejich stratigrafické superpozici. Kopecný (1987 -1988) toto časové překrytí i opakování bazaltové formace vysvětluje např. současným vyprazdňováním alespoň dvou až tří navzájem nezávislých magmatických zdrojů s odlišným chemismem a hloubkou v litosféře.

Doupovský vulkanický komplex

Druhým největším vulkanickým komplexem oherského riftu jsou Doupovské hory (dále DVC – Kopecný, 2010). DVC je mladý vulkanický komplex vykazující na rozdíl od ČS jednotnou stavbu tvořenou spodní pyroklastickou formací s ojedinělými lávovými proudy a svrchní, převážně lávovou formací s podřízenými pyroklastiky. DVC má radiálně koncentrickou stavbu danou radiální orientací lávových proudů, erozních údolí a radiální orientací žil v okolí doupovského intruzivního centra (Kopecný, 2010).

Hibsch (1901b) označil DVC za stratovulkán, novější studie Hradeckého (1997) však stratovulkanickou stavbu vyvracejí. Původní teorie, která považuje pohoří za zbytky stratovulkánu s jediným vulkanickým centrem, již není obecně uznávána (Matějů, 2010). Nicméně v jedné z nejaktuálnějších publikací Kopecný (2010) je DVC i nadále označován za stratovulkán (viz. tabulka 4 níže).

Vulkanologicky orientované výzkumy Doupovského komplexu (Hradecký 1997, Hradecký *in* Kodým ed., 1997) definovaly dva odlišné vývojové stupně ve stavbě komplexu:

1) *Starší vulkanismus* (svrchní eocén – spodní oligocén) je výsledkem explozivní aktivity pliniovského až strombolského typu. Díky pliniovským erupcím vznikaly tufy v podobě pyroklastických proudů (ignimbritů) a napadávek ukládaných ve velkých vzdálenostech od zdroje. Přívodní dráhy pliniovských explozí byly pravděpodobně koncentrovány v centrální části současného pohoří, kde je předpokládán hlavní kráter. Strombolské produkty lze obecně definovat jako sypané kužele v blízkosti přívodních drah (produkce láv byla podružná). Přívodní dráhy strombolské aktivity pak byly rozptýleny na větší ploše komplexu. Oba typy sopečné činnosti zanechaly soubor pyroklastických a epiklastických hornin do mocnosti 100m. Nejkompletnější a nejmocnější sekvence jsou zachovány a odkryty na V a JV úpatí Doupovských hor. Pyroklastika tohoto staršího vývojového stupně byla v okrajových partiích komplexu částečně resedimentována v podobě epiklastik.

2) *Mladší vulkanické produkty* (svrchní oligocén – spodní miocén) vytvářejí převážně výlevný komplex. Výsledkem strombolských a havajských erupcí doprovázejících efuzivní aktivitu jsou vločky tufů o malých mocnostech. Bazaltické lávy pokrývají většinu plochy

pohoří. Mají vezikulární struktury a jsou brekciované v terestrických podmínkách (aálavové brekcie, Rapprich, 2003). Předpokládá se větší počet přírodních drah bez významné koncentrace (Cajz et al., 2005).

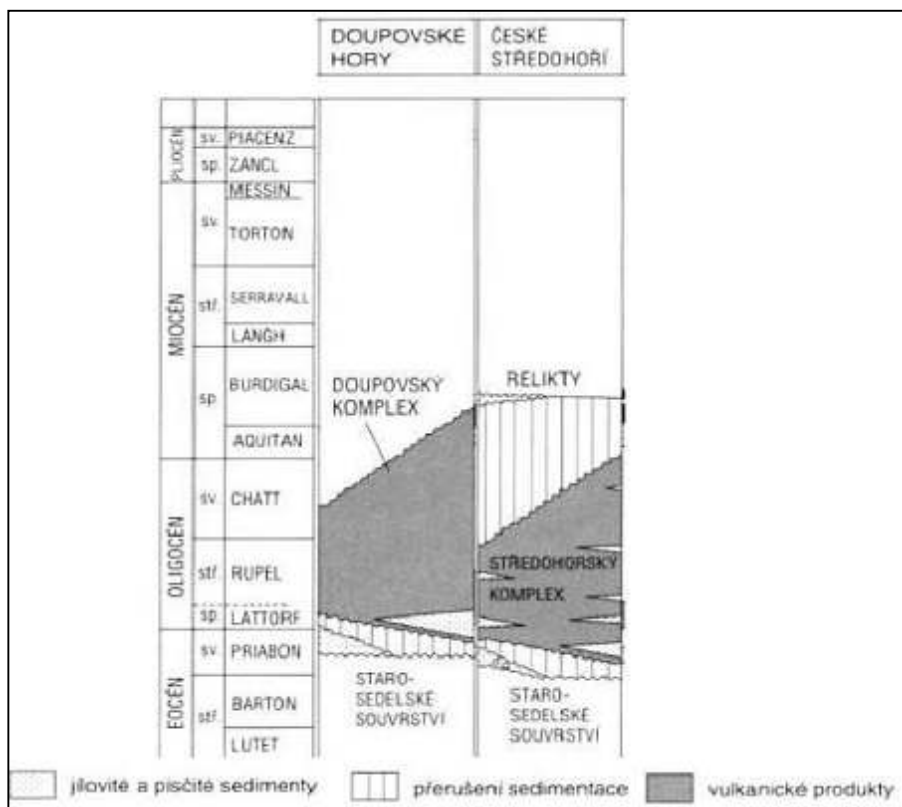
Dosud známý radiometrický věk hornin DVC je od 31,7 +/- 1,5 Ma (bazální pyroklastika - Dětaň) po 25,1 Ma (spodní lávový proud lávové formace – Vojkovice). Podle geodetických měření stoupá dodnes riftový blok DVC rychlostí 1,5 mm/rok (Kopecký, 2010).

Tabulka 4: DVC a ČS porovnání

celek	ČS	DVC
obecná struktura	oblast s lineárním vulkanismem	stratovulkán
stáří vulkanických center v Ma	několik současně aktivních magmatických rezervoárů v různých hloubkách	jeden magmatický rezervoár
délka vulkanické aktivity v Ma	40,0-9,0	37,7-25,1 (?)

(Zdroj: Kopecký, 2010)

Obrázek 4: Stratigrafické schéma DVC a ČS



(Zdroj: Chlupáč et al., 2002)

Velký Roudný

Platformní neovulkanické horniny Moravy patří nejvýchodnější části česko-slezského oblouku středoevropské vulkanické provincie alkalických vulkanitů (Chlupáč et al., 2002). Horniny prorážejí devonem a kulmem Nízkého Jeseníku a zpravidla tvoří morfologicky nápadné sopečné kužely. Jsou vázány na oblasti saxonských tektonických pohybů v terciéru. Jako přírodní dráhy se předpokládají linie SZ-JV, jako je bělský a klepáčovský zlom (Pouba a Mísař, 1961). Velký Roudný leží v místech protnutí těchto poruch s tektonickým pásmem šternbersko – hornobenešovského pruhu (Chlupáč et al., 2002). Podle Foltýnové (2003) vystupuje nesouvislý šternbersko – hornobenešovský pruh zhruba v centrální části kulmu Nízkého Jeseníku a je tvořen devonskými až raně spodnokarbonskými „ostrovy“ mezi Šternberkem a Krnovem. Podél této tektonické zóny došlo v průběhu variského vrásnění k vytažení příkře postavených jader antiklinál nebo izolovaných ker devonských až raně spodnokarbonských, které byly vklíněny do okolních sedimentů kulmu (Přichystal, 1974).

V oblastech západně a východně od šternbersko – hornobenešovského pruhu, výjimečně i přímo v jeho centru (lávové proudy Malého a Velkého Roudného) se setkáváme s mladým (kenozoickým) vulkanismem (Kureková, 2006). Petrologickým a geochemickým studiem neovulkanitů Nízkého Jeseníku se v posledních letech zabývala Foltýnová (2003), podle ní je stáří Velkého Roudného $3,33 \pm 0,24$ Ma. Podle radiometrických interpretací spadá vulkanická činnost Velkého a Malého Roudného do pliocénu až raného pleistocénu (přibližně 3,4 – 1,2 Ma). Petrochemicky odpovídají vulkanity olivínovým bazaltům až nefelín normativním bazanitům, které se v proudech vzájemně kombinují (Chlupáč 2002).

K vulkánu Velký Roudný náleží čtyři výrazné lávové proudy, přesahující hranice NPP. Nejdelší je lávový proud Chřibského lesa (www.cittadella.cz). Podle výzkumu Bartha (1971, 1977) je horninová asociace lávových proudů pestrá. Od alkalických olivínových bazaltů přes nefelínové bazanity a olivínové nefelinity po limburgity.

Lávový proud Chřibského lesa je téměř 5,5 km dlouhý, místy je široký až 900 m a mocný až 50 m, dosahuje svým čelem k soutoku Moravice s Lesnou u Slezské Harty (Vocilka, 1987). Jsou v něm přítomny dva na sobě spočívající výlevy. Spodní proud tvoří nefelínový bazanit, svrchní alkalický olivínový bazalt. Na bázi efúze u Slezské Harty byla zjištěna poloha limburgitu, odpovídajícího chemickým složením olivín normativnímu nefelinitu (Kureková, 2006). Báze proudu Chřibského lesa spočívá na pleistocenních štěrcích Moravice, které obsahují ve svrchní části vložky tufitů. Lze tedy předpokládat, že výlevům předcházela explozivní činnost (Krystek, 1963).

2.4.3 Reliéf

České středohoří

Krajina severozápadních Čech byla v období terciéru výrazně poznamenána nejen charakterem vzniklých hornin, ale i průběhem mladých třetihorních tektonických fází (Kuncová, 1999).

ČS se vyznačuje kerným reliéfem silně destruované automorfní vulkanické hrásti krušnohorská – ohárecké tektonické zóny, probíhající ve směru JZ – SV v délce asi 75km (Voženílek et al., 2002). Díky erozním a sedimentačním pochodům, probíhajícím souběžně i následně s vulkanickou činností v období terciéru, se dnes reliéf pohoří nachází již ve značném stupni destrukce, který je nejpokročilejší u produktů první vulkanické fáze, v místech nejvyšších výzdvihů a na periferii pohoří. Zde jsou již obvykle zcela denudovány povrchové části vulkánů a odkryty výplně sopečných jícnu a přírodních kanálů. Jen ve střední části středohoří zůstaly zachovány povrchové formace – lávové proudy a příkrovy (Kuncová, 1999). Území je rozčleněno hlubokými antecendentními a svahovými údolími vodních toků. Pohoří je přetřeto průlomovým údolím Labe, zaříznutým do terénu až 400m hluboko (Voženílek et al., 2002).

Pleistocenní mrazové větrání a soliflukční pochody při střídavém zamrznání a rozmrzání způsobily, že suťové proudy, soliflukční pláště a balvanová moře jsou typickými prvky krajiny ČS. Významné uplatnění ve zdejší krajině nacházejí kvartérní eolické sedimenty – návěje a závěje spraší a sprašových hlín (Kuncová, 1999).

České středohoří můžeme označit za kulturní krajinu; na mnohých místech se objevují četné antropogenní tvary, jako např. agrární terasy, lomy a výsypky, pocházející z těžby uhlí a kamene (<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>).

Podcelek: Verneřické středohoří (732 km²)

Verneřické středohoří se rozprostírá ve střední a severovýchodní části ČS (Demek et al., 1987). Dominují zde horniny rozsáhlé škály bazických neovulkanitů – typické čediče, tefrity a trachyandezity. Tyto horniny jsou proloženy vrstvami pyroklastik, jak je patrné v údolí Labe. Verneřický region se podobá některým partiím Doupovských hor, i když pestrost hornin je zde daleko větší (vystupují zde navíc horniny křídly a to i ve vysokých polohách - Culek, 1996).

Základním prvkem reliéfu Verneřického středohoří je mírně zvlněná plošina. V oblasti plošiny jsou založena široká a poměrně mělká údolí, přecházející v částech přiléhajících k údolím Labe, Biliny a Ploučnice v ostře zařezané erozní úseky. V těchto úsecích se pak při celkově nevyrovnaných spádových poměrech toků objevují i vodopády (Anděl et al., 2000).

Místy jsou plošinné tvary přímo vázány na lávové příkrovy či doprovodná pyroklastika (např. plošiny v okolí Radešína), takže při střídání poloh tufů a lávových proudů vznikají výrazné strukturní stupně např. v oblasti Bukové hory (Anděl et al., 2000). Početné jsou tvary mrazového zvětrávání a odnosu vulkanitů (Demek et al., 1987). Hlavním a morfologicky mimořádným erozním tvarem zůstává údolí Labe, antecendentně prohloubené v průběhu čtvrtohor o více než 100 m. Proces labského zahlubování je zde přitom relativně dobře dokumentován uloženými říčními terasami, dochovanými v různých výškových úrovních (Anděl et al., 2000).

Nejnižším bodem je koryto Labe v Děčíně s kótou cca 123m, nejvyšším je Sedlo s kótou 726 m. Typická výška území je 400 – 630 m (Culek, 1996).

Podcelek: Milešovské středohoří (533 km²)

Milešovské středohoří leží ve střední a JZ části Českého středohoří. Rozprostírá se převážně na levém břehu Labe (Demek et al., 1987).

Reliéf se vyznačuje mimořádně velkou výškovou členitostí. Má charakter ploché hornatiny s členitostí 300-450 m, v oblasti Milešovky a průlomu Labe dosahuje charakteru členité hornatiny s výškovou členitostí do 560 m. Pouze jižní okraj pohoří má charakter ploché vrchoviny s členitostí 150 -200 m (Culek, 1996).

Milešovské středohoří je budováno převážně podpovrchovými tělesy třetihorních vulkanitů, svrchnokřídovými slínovci, miocenními písky, jíly a tufity (Voženílek et al., 2002).

Reliéf Milešovského středohoří tvoří četné ostré kužely a kupy, které představují převážně vypreparované sopečné komíny a lakolity. Ve směru na jih jejich četnost i výška klesá a stále častěji se objevují široké údolní deprese zejména v JZ části (Anděl et al., 2000).

Jako hlavní erozní tvar je vyvinuto údolí Bíliny provázené relikty říčních teras. Jejich vyšší terasové stupně jsou pozůstatky akumulací staropleistocenní Ohře a teprve nižší, středo- a mladopleistocenní úrovně představují terasy akumulované samotnou Bílinou (Anděl et al., 2000).

Doupovské hory

Geologicky a geomorfologicky tvoří Doupovské hory od svého okolí ostře odlišený a poměrně homogenní celek, který se z geomorfologického hlediska označuje za plochou hornatinu (Balatka, Loučková, 1993). Reliéf současných Doupovských hor má hornatý, v okrajových částech vrchovinný ráz a je přibližně kruhového půdorysu (Matějů, 2010). Průměrná nadmořská výška je 558,2 m, nejvyšší vrcholy jsou Hradiště (934 m n. m.) a Pustý zámek (928 m n. m.), nejnižším bodem je hladina řeky Ohře v Kadani (275 m n. m., Balatka, Loučková 1993). Na východě a severovýchodě je centrální sníženina ohraničena Rohozeckou vrchovinou (Na Kalvárii, 604 m n. m.) a na severu pak jižními svahy masivu Jehličenské hornatiny (Velká Jehličná 827,8 m n. m. Matějů, 2010).

Pri SZ hranici Doupovských hor určuje vzhled krajiny především výrazné údolí řeky Ohře. Vyznačuje se střídáním sevřených úseku s rozšířenými částmi, což je způsobeno odlišnou odolností masivních vyvřelin a pyroklastických hornin (Balatka, Loučková 1993).

V centrální části, při horním toku Liboce, leží Doupovská kotlina, dříve považovaná za zbytek kráteru stratovulkánu, která je prstencovitě obklopena jednotlivými hřbety. V okrajové části pohoří vznikly jako denudační relikty stolové hory (Úhošť 593 m n. m.). Prudké svahy údolí a stolových hor jsou kryty suťovými poli, které se ve větším rozsahu vyskytují např. na svazích vrchů Úhošť, Mravenčák a Nebesa (Matějů, 2010).

Velký Roudný

Velký Roudný je součástí Bruntálské vrchoviny, která se nachází v západní části Nízkého Jeseníku. Jedná se o kernou vrchovinu se široce zaoblenými hřbety a široce rozevřenými údolními hlavně v severní části (Šťastná, 2007). Oblasti nejvyšších vrcholů (tedy i VR) má zpravidla charakter členité vrchoviny s členitostí 240 – 330m (Culek, 1996).

VR je sopečný kužel s výraznou svahovou asymetrií a plochou vrcholovou částí. Svahy SV orientace jsou nejstrmější, naopak svahy JZ orientace jsou mírně ukloněné k sedlu oddělující VR od Malého Roudného (ve výšce 660 m n. m, Šťastná, 2007).

2.4.4 Podnebí

České středohoří

V závěru třetihorní etapy vývoje se klima ve střední Evropě již ochlazuje a je bližší dnešním poměrům (Kuncová, 1999).

Podle Quittovy klimatické klasifikace (1971) spadá podhůří ČS (nadmořská výška do 250 - 300 m n. m.) mezi teplé klimatické oblasti (T). Charakterizuje ji teplé a suché léto, velmi krátké přechodné období s teplým až mírně teplým jarem a podzimem a krátkou a mírně teplou a suchou až mírně suchou zimou (Anděl et al., 2000).

Oblasti s nadmořskou výškou okolo 300-600 m zahrnují téměř celé ČS a řadí se do mírně teplé klimatické oblasti (MT). Oblast ČS s nadmořskou výškou nad 600m zařazujeme do chladné klimatické oblasti – CH (Kuncová, 1999).

Doupovské hory

Nejvlhčí a nejchladnější je s ohledem na převažující západní proudění JZ a Z část pohoří. Vrcholy Hradiště, Větrovce, Pustého zámku a Velké Jehličné spadají do chladné klimatické oblasti (CH) s průměrným ročním srážkovým úhrnem okolo 800 mm a teplotou 6° C. Mírně teplé klimatické oblasti (MT) jsou podle nadmořské výšky prstencovitě uspořádány okolo nejvyšších částí pohoří a zahrnují i údolí Ohře (Matějů, 2010). V údolí Ohře jsou časté teplotní inverze, na nejvyšších kopcích regionu se projevuje vrcholový fenomén (Culek, 1996). Východní okraj Doupovských hor (oblast Vinaře a Želinského meandru), kam zasahuje západní výběžek teplé klimatické oblasti (T), leží v silném srážkovém stínu Krušných hor. Například u Tušimic dosahuje roční objem srážek pouze 444 mm, což jsou minimální hodnoty v rámci celé České republiky. Nízký úhrn srážek spojený s relativně vysokou průměrnou teplotou okolo 8 °C zde umožňuje výskyt stepních vegetace. (Matějů, 2010). Průměrná roční teplota v Doupovských horách je 6 °C, maximální teploty dosahují +31 °C, minimální -30 °C (Syrůvková, 2009)

Velký Roudný

Podnebí Nízkého Jeseníku je přechodné mezi přímořským podnebím západní Evropy a vnitrozemským východoevropským podnebím. Průměrná teplota se v Nízkém Jeseníku pohybuje okolo 5°C. Vymezené území se vyskytuje ve srážkovém stínu Hrubého Jeseníku a proto má méně srážek. Průměrné hodnoty se pohybují okolo 700-800mm ročně (Quitt, 1971).

2.4.5 Hydrologická charakteristika

České středohoří

Se změnami klimatu na konci terciéru souvisí geologická činnost řek a vznik říční sítě, která svou modelační schopností rychle měnila tvářnost krajiny. Docházelo k rychlému odnosu zvětralin hlavně z vyzdvihované oblasti Krušných hor, vznikala dnešní říční síť a prohlubovala se údolí Labe, Kamenice, Ploučnice, Ohře a dalších řek (Kuncová, 1999).

ČS je málo vodné (3-6 l/s na km²) s velmi dobrou retenční schopností, vyrovnaným a vysokým koeficientem odtoku 0,46 - 0,6 (<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>).

Centrální části ČS jsou odvodňovány systémem drobných vodních toků, směřujících k Labi, Ploučnici a Ohři. Jejich stavy a průtoky během roku obvykle silně kolísají, v JZ cípu oblasti má dokonce řada z nich občasný charakter (Kuncová, 1999).

Suchý a teplý JZ je pod vlivem srážkového stínu Krušných hor a vykazuje průměrné roční srážkové úhrny kolem 500 mm i méně, chladnější a vlhčí SV i přes 800 mm (<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>). JZ část Českého středohoří je charakterizována nízkým ročním průměrem srážek a vysokou průměrnou roční teplotou. Patří k nejteplejším a nejsušším oblastem v Čechách. (Voženílek et al., 2002).

V ČS připadá 40% z celkového ročního srážkového úhrnu na srážky sněhové (Kuncová, 1999). Počet dní se sněhovou pokrývkou je ve vyšších polohách ČS obdobný jako na svazích Krušných hor: 60-100 dní. Průměrná výška sněhové pokrývky činí 10 - 40 cm (<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>). Na vrcholech ČS vydrží sníh průměrně do první dekády dubna (Anděl et al., 2000). Ke zvláštnostem CHKO ČS patří strmý srážkový gradient ve směru JZ-SV, kdy na 75km délky pohoří vzrůstají roční srážkové průměry téměř o 100% (Kuncová, 1999).

Doupovské hory

Doupovské hory jsou z velké většiny odvodňovány krátkými toky z povodí Ohře, které se paprscitě rozbíhají od nejvyšších vrcholů. Toky na porézním vyvřelinovém podloží nejsou příliš vodnaté a v letních měsících často vysychají (Matějů, 2010). Při SZ hranici Doupovských hor určuje vzhled krajiny především výrazné údolí řeky Ohře. Vyznačuje se střídáním sevřených úseku s rozšířenými částmi, což je způsobeno odlišnou odolností masivních vyvřelin a pyroklastických hornin (Balatka; Loučková, 1993).

Centrální a východní část Doupovských hor je odvodňována tokem Liboc, který pramení v loukách u Jeseně. Odtud protéká podél tektonického zlomu centrální sníženinou, kterou

směrem k východu prolamuje. Jižní svahy Hradiště a blízkých vrcholů jsou odvodňovány Malou a Velkou Trasovkou, které patří do povodí Berounky (Matějů, 2010).

Velký Roudný

Územím Nízkého Jeseníku probíhá rozvodí mezi úmořím Baltského a Černého moře, je součástí hlavního evropského rozvodí. Vodní toky většinou odtékají ve směru úklonu území do řeky Odry (vlévá se do Baltského moře). V těsné blízkosti Velkého Roudného se nachází vodní nádrž Slezská Harta na řece Moravici. Povodí nádrže se rozkládá na ploše 464 km². Oblast vrcholu je na jihu a částečně i na východě odvodňována tokem Lesná, ústícím do řeky Moravice. Severní svah je odvodňován do nádrže Slezská Harta (Šťastná, 2007).

2.4.6 Půda

Základní půdotvorné substráty, členitost povrchu, klima a vodní režim podstatně ovlivňují rozmístění půdního pokryvu. Na půdotvorné procesy výrazně působí kromě vegetace a půdních organismů i poměrně dlouhou dobou člověk. Například povrchovým dobýváním uhlí a navazující průmyslovou činností byly půdní pokryvy na velkých plochách zcela znehodnoceny (Kuncová, 1999).

České středohoří

Na terciérních vulkanitech Českého středohoří se vyskytují humusem bohaté a živné eutrofní kambizemě (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009). Značná část hnědozemí vznikla z původních lesních luvizemí (ilimerizovaných půd) druhotnou kultivací: hlubokým zpracováním, hnojením organickými i průmyslovými hnojivy. Pro zemědělce mají kambizemě střední až nižší kvalitu, jejich hlavní nevýhodou je malá mocnost půdního profilu, skeletovitost a výskyt v členitém reliéfu. Zkulturnělá hnědozem patří k zemědělsky nejhojnějším půdám (Kuncová, 1999). Na bezlesých, suchých a výhřevných svazích sopečných kuželů ČS jsou kambizemě eutrofní stanovištěm cenných stepních travinných a bylinných společenstev (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009)

Půdy v Milešovském středohoří jsou obdobně rozmanité jako substrát a reliéf. Největší zastoupení mají eutrofní kambizemě a pestrá škála slabě vyvinutých půd od nejrůznějších typů rankerů po pararendziny na bazaltech (Culek, 1996). Menší část rozlohy v Milešovském středohoří pokrývá kambizem pelická (na karbonátech a slínech). Jihozápadní část Milešovského středohoří je pokryta kombinací kambizemí pelických

s pararendzinami (mělkými půdami s karbonátovým skeletem) k jejichž vzniku přispívá vedle vlivu substrátu a reliéfu i suché podnebí. V nižších suchých polohách jsou různé typy černozemních půd, od typických černozemí na spraších, po těžké pelické karbonátové černozemě na slínech. Půdy se rychle střídají podle sklonu a expozice (Culek, 1996).

V oblasti Verneřického středohoří naprosto převažují eutrofní kambizemě, které jsou však ve vyšších polohách často oglejené (Culek, 1996). Pseudogleje jsou půdy vznikající na nepropustném podloží v místech se špatným odtokem. Tyto půdy jsou typické ve východní části Verneřického středohoří (Anděl a kol., 2000). Na rozdíl od Milešovského regionu se zde nacházejí velké ostrovy kyselých typických kambizemí (severně a západně od Verneřic, severně od Denešova n./ Ploučnicí i jinde). Na exponovaných místech skal a srázů jsou různé typy rankerů podle úživnosti substrátu, jsou však podstatně vzácnější než v Milešovském regionu. Stepní půdy v podobě živných rankerů nebo černozemí na hlubších hlinitých podkladech se v tomto regionu vyskytují zcela ojediněle (Culek, 1996).

Doupovské hory

Půdy v celé oblasti Doupovských hor představují z hlediska substrátu velice vyhraněné území, které u nás jinde nenalezneme (Culek, 1996). Zcela převažujícím typem půd (pokrývá až 90 % plochy pohoří) je kambizem, nejčastěji zastoupená v subtypu modální, varietě eutrofní. Je vytvořená ze zvětralin bazických, výlevných vyvřelin a pyroklastik alkalického složení (Matějů, 2010). Ve špatně odvodňovaných, výše položených úsecích se vyskytují enklávy oglejených půd, naopak na prudších svazích a exponovaných skalních hranách se vyskytují rankery. Na suchém východním úpatí i kambizemní pararendziny s karbonátovou složkou (Culek, 1996).

Velký Roudný

Ve vyšších partiích Velkého Roudného se nacházejí silné svažitě půdy. V nižších částech vrchu se vyskytují kambizemě spolu s rankery a litozeměmi. Na úpatí je možné nalézt kambizemě dystrické spolu s podzoly. Na severní až severo-východní straně je drobný výskyt fluvizemí, v blízkosti se nachází vodní nádrž Slezská Harta (<http://ms.sowac-gis.cz>).

2.4.7 Vegetace ČS, DVC, VR

České středohoří

Potencionální vegetaci v ČS by podle (Neuhäuslová et al. 1998) byla nejhojněji zastoupena Černýšová dubohabřina (Melampyro nemorosi- Carpinetum). Melampyro – Carpinetum bylo plošně nejrozšířenějším společenstvem dubohabřin v České republice. Obsah mapovací jednotky tvoří stinné dubohabřiny s dominantním dubem zimním (*Quercus petraea*) a habrem (*Carpinus betulus*) s častou příměsí lípy (*Tilia cordata*). Ve vyšších nebo inverzních polohách se též objevuje buk (*Fagus sylvatica*) a jedle (*Abies alba*). Charakter bylinného patra určují mezofilní druhy. Další poměrně významnou část území by zaujímaly Mochnové doubravy (*Potentillo albae* – *Quercetum*). Hojně se vyskytovalys především v JZ části ČS. Mapovací jednotka zahrnuje druhově bohaté doubravy s dubem zimním (*Quercus petraea*) nebo letním (*Q. robur*). Bylinné patro má zpravidla mozaikovou strukturu, která odráží mikroreliefové změny.

Dnešní flóra Českého středohoří je značně ovlivněna poměrně teplým klimatem oblasti a pestrým složením hornin. Tato oblast je jedna z botanicky nejbohatších na území ČR. Vyskytuje se zde mnoho samostatných a odlišných rostlinných společenstev (David et al., 2005).

V oblasti je registrován výskyt více než 100 zvláště chráněných taxonů v různém stupni ohrožení, které jsou součástí střeoevropsky významných společenstev: např. bylinné porosty stepního charakteru s kavyly a ovsířem stepním, společenstva tzv. bílých strání se zástupci vstavačovitých a lnem žlutým (<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>).

Fytogeografická oblast termofytika je v Českém středohoří zastoupena okresem Lounsko – Labské středohoří. Patří k nejteplejším a nejsušším oblastem v Čechách. Značná výhřevnost vulkanických hornin v kombinaci s klimatickými faktory a utvářením reliéfu krajiny daly vznik kavylovým stepím zejména na jižních svazích neovulkanickým těles. Kromě všech českých druhů kavylů (*Stipa* sp.) se zde vyskytují také kozinec dánský (*Astragalus danicus*), kozinec bezlodyžný (*Astragalus exscapus*), kozinec rakouský (*Astragalus austriacus*), ovsíř stepní (*Helictotrichon desertorum*), divizna brunátná (*Verbascum phoeniceum*), vlnice chlupatá (*Oxytropis pilosa*) a violka obojetná (*Viola ambigua* - Kuncová, 1999).

Do oblasti mezofytika patří dva fytogeografické okresy: Milešovské a Verneřické středohoří (Kuncová, 1999). Současná vegetace Milešovského regionu je narušována vlivem imisí (Culek, 1996).

Milešovsko je přechodem mezi oběma okrajovými částmi CHKO. Tuto část charakterizují především porosty doubrav a dubohabrových hájů. Na severních a severovýchodních svazích vyšších poloh se vyskytují bučiny, místy přeměněné na kulturní smrčiny. Poněkud vlhčí, oceaničtější, podnebí zde umožňuje výskyt některých submediteránních druhů (Voženílek et al., 2002).

Severovýchodní část ČS (Verneřické středohoří) je charakterizováno zřetelně vlhčím a chladnějším klimatem. Chybí tu klasické xenotermofyty a zbytky teplomilnějších druhů zde nacházejí útočiště jen na jižně exponovaných skalách a sutích. Jako příklad je možno uvést druhy: zběhovec lesní (*Ajuga genevensis*), válečka prapořitá (*Brachypodium pinnatum*) nebo pomněnka drobnokvětá (*Myosotis stricta* - Kuncová, 1999). Význačnými biotopy této části jsou luční porosty a lesní mokřiny (Voženílek et al., 2002).

Umělou, ale přesto významnou součástí flóry v oblasti Českého středohoří jsou velké plochy ovocných sadů a vinic (David et al., 2005).

Zvláště chráněné druhy rostlin podle vyhl. MŽP ČR č. 395/92 Sb. jsou na území Českého středohoří zastoupeny 17 kriticky ohroženými a 44 silně ohroženými druhy (Kuncová, 1999).

Význam vegetace ČS lze spatřit především v příspěvku k zachování druhové rozmanitosti a širokého spektra genetické informace v měřítku republikovém i středoevropském (Voženílek et al., 2002).

Doupovské hory

Dle (Neuhäuslová et al. 1998) by potenciální přirozenou vegetací na území Doupovských hor byla violková bučina (*viola reichenbachianae* – Fagetum). Violková bučina je tvořena stromovým a bylinným patrem. Keřové patro sice bývá zastoupeno dosti často, je však nesouvislé a má nízkou pokryvnost. Ve stromovém patru je dominantní buk (*Fagus sylvatica*). Pokryvnost bylinného patra kolísá mezi 20 a 90 % v závislosti na sklonu svahu a četnosti stromového patra. Na jeho složení se podílejí většinou význačné druhy řádu Fagetalia. Violková bučina se zachovala v přirozených až polopřirozených porostech na severních svazích Doupovských hor. Kromě funkce v produkci dřeva má tato bučina významnou roli v protierozní ochraně půdy.

Současné Doupovské hory leží z části v termofytiku (fytogeografický okres 1. Doupovská pahorkatina), z části v mezofytiku (fytogeografický okres 29. Doupovské vrchy). Flóra je velmi rozmanitá, díky své poloze na okraji nejteplejšího území Čech se zde uplatňuje řada enklávních prvků, zejména mezi druhy kontinentálního charakteru. Z kontinentálních druhů jsou významné kavyl Smirnovův (*Stipa smirnovii*), třešeň křovitá (*Cerasus fruticosa*), koniklec otevřený (*Pulsatilla patens*), šanta panonská (*Nepeta pannonica*) a pcháč

bělohlavý (*Cirsium eriphorum*). Vyjimečným jevem v bioregionu jsou acidofyty vřes obecný (*Calluna vulgaris*) a borůvka černá (*Vaccinium myrtillus*; Culek, 1996).

V Doupovských horách se vyskytuje 160 zvláště chráněných druhů živočichů a roste 235 druhů rostlin uvedených na červeném seznamu ČR (Matějů, 2010).

Velký Roudný

Dle (Neuhäuslová et al., 1998) by potenciální přirozenou vegetací na území Nízkého Jeseníku (a tedy i na VR) byla kostřavová bučina (*Festuco altissimae* –Fagetum). Ta má zastoupení prakticky jen stromovým a bylinným patrem. Keřové patro chybí, mechové patro bývá vyvinuto jen zřídka a nahodile. Ve stromovém patru dominuje buk (*Fagus sylvatica*), k němuž se pravidelně přidružuje klen (*Acer pseudoplatanus*), zřídka jedle (*Abies alba*). Výskyt smrku (*Picea abies*) je zde pravděpodobně způsoben lidskou činností. V bylinném patru je nižší počet druhů nepřesahující počet 20.

Dnešní území NPP Velký Roudný je celkově značně heterogenní s celou řadou biotopů.

Severovýchodní část kužele VR porůstají fragmenty lipových bučin a suťových lesů, převážnou část lesního porostu ale tvoří víceméně stejnorodé smrkové kultury s příměsí borovice, modřínu, klenu a buku. Na obnažených čedičových tufech, na jižním svahu a na čedičových výchozech se pak objevuje řada teplomilných druhů rostlin např. rmen barvířský (www.cittadella.cz).

2.5 Dosavadní poznatky o andozemích na území Česka a Slovenska

A) SR

Na Slovensku je andickým půdám věnována pozornost přibližně od počátku 70 -tých let minulého století. Jde hlavně o práce Šály a Mihálíka (1970, 1971) věnované jílovým minerálům v andozemích, ale i morfologickým, chemickým a fyzikálním vlastnostem některých profilů (Šály a Mihálik 1977; Šály, 1985; Šály, 2002). Z dalších autorů je možno uvést práce Kobzy (1999), Balkoviče a Slivkové (2002), Balkoviče a Bartošové (2003), Balkoviče (2005), tito autoři se věnují různým aspektům vzniku andozemí na slovenských vulkanických pohořích. Profily ze Slovenska, které jsou níže v textu použity, pocházejí z práce Kobzy (2008) a Balkoviče (2002) in Trnková (2007). Ve všech zde uvedených případech se jedná o modální andozem z Kremnických vrchů. Kremnické vrchy jsou nejsevernějším středoslovenským sopečným pohořím. Jsou součástí provincie Západní Karpaty, subprovincie Vnitřní Západní Karpaty a oblasti Slovenského středohoří. Kremnické vrchy jsou tvořeny převážně lávovými tělesy, andezity a jejich tufy budují převážnou část pohoří (Kobza, 2008).

Tabulka 8: Charakteristika území, na kterých byl prokázán výskyt andozemí na Slovensku (oblast Kremnických vrchů).

	Profil 1 (Kobza)	Profil 3 (Balkovič)
Místo profilu	Kremnica (Skalka)	Kremnica (Skalka)
Lokace	Expozice: J Svahovitost: 13 °	Expozice: S Svahovitost 45°
Vegetace	Acereto-Fagetum	Aceri-Fagetum
Průměrný roční úhrn srážek	1200 –1600 mm	1200 –1600 mm
Průměrná roční teplota vzduchu	2-4 °C	2-4 °C
Půdotvorný substrát	Andezity a jejich pyroklastika	Andezity a jejich pyroklastika

(Zdroj: Kobza, 2008; Balkovič, 2002 in Trnková 2007)

Obrázek 5: Profil andozemí na lokalitě Skalka (Kremnické vrchy).



(Zdroj. Kobza, 2008)

B) ČR

Jak již bylo řečeno v úvodu, jedním z předních odborníků, který se problematikou pedogeneze na vulkanitech Česka zabýval, byl Tomášek M. (1967). Svůj výzkum započal v roce 1964. Při výběru se soustředil stejně jako tato práce na hlavní neoidní bazaltové oblasti Česka a to Doupovské hory a České Středohoří. Konkrétně byly vzorky odebrány v Doupovských horách na lokalitách: Alběrice, Bražec, Jírov Verušičky a Zvoníčkov. V Českém Středohoří potom na lokalitách Sebusín, Ústí nad Labem, Líšnice a Dolní Zálezly. Na všech uvedených lokalitách byly vykopány sondáže o hloubce 120 -150 cm s výjimkou nevyvinutých půd, kde byla hloubka výkopu menší. Na odebraných vzorcích bylo použito následujících analytických metod:

- zrnitostní rozbor (byl prováděn pipetovací metodou)
- mineralogický rozbor
- Dále byly na vzorcích stanoveny fyzikální vlastnosti např.: specifická váha (S), objemová váha redukováná (Or) v 10 cm válečcích, celková pórovitost (P) a další.

Novější studie, která se zabývala přímo výskytem andozemě u nás, byla práce O. Holuši. Jeho krátké sdělení vyšlo v periodiku Práce a studie muzea Beskyd č. 13 (2003).

Holuša odebíral vzorky 21.10 2000 na SV svahu vrcholu VR ve výšce 760m. V půdním profilu byla diagnostikována sekvence horizontů Oi+Of-Aa-Bva. Kompletní výsledky z laboratoře jsou uvedeny v příloze (rozbory provedla laboratoř ÚHÚL Brandýs nad Labem). Holuša půdu popsal jako středně hlubokou, velmi kyprou. V horizontu Aa humózní, v horizontu Bva silně humózní, hlinitopísčitou a středně skeletovitou. Půda má středně kyselou reakci, v horizontu Aa je extrémně sorpčně nenasycená, v horizontu Bva slabě sorpčně nasycená a v celém profilu s velmi vysokou sorpční kapacitou. Podle výsledků rozboru byla půda diagnostikována (dle slovenské půdní klasifikace) jako andozem modální kyselá. V okolním území navazuje na andozem půdní typ kambizem subtypu andozemní.

Nejnovější studie zabývající se výskytem andosolů u nás, je práce Nováka (2010). Ten se také zaměřil na oblast Velkého Roudného, kde byly vykopány dva profily.

Tabulka 9: Základní popis půdních profilů na Velkém Roudném

	Profil 1	Profil 2
Místo profilu	20m pod vrcholem, na prudkém JZ svahu (cca 20), jižní proud VR	Úpatí kužele
Nadmořská výška	760 m	705 m
Lokace	49° 53' 51" s. š., 17° 31' 23" v. d.	49° 53' 24" s. š 17° 31' 04" v. d.
Vegetace	Smíšený les (buk, jasan, smrk)	Zatrávněná umělá terasa (v minulosti zřejmě orná půda)

(Zdroj: Novák et al., 2010)

Oba tyto profily byly Novákem popsány a z jednotlivých horizontů byly odebrány vzorky na chemické analýzy a zrnitostní rozbor. Z andických horizontů obou profilů byly odebrány Kopeckého válečky pro stanovení fyzikálních charakteristik. Z báze profilu nemohly být válečky odebrány z důvodu vysokého obsahu skeletu.

- půdní reakce aktivní a výměnná
- obsah celkového Cox
- obsah fulvokyselin FK, huminových kyselin HK, huminových látek HL, z nich byl dále určen poměr FK/HK
- barevný kvocient humusu Q 4/6

- výměnný vodík H^+ a sorpční charakteristiky: maximální sorpční kapacita CEC, obsah výměnných bází S, efektivní sorpční kapacita ECEC a výpočtem stupeň nasycení V
- obsah celkového dusíku N
- obsah oxalátem vyluhovatelného Fe a Al
- obsah volného železa
- celkový zrnitostní rozbor
- fyzikální charakteristiky: objemová vlhkost, celková pórovitost, maximální kapilární vodní kapacita, objemová hmotnost

Profily byly popsány podle zásad Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (Němeček a kol., 2001). Z hlediska obou hodnocených profilů vyhovují andickým znakům podle WRB 2006 pouze kombinovaná celková mocnost andických horizontů (u prvního profilu je to: $Aa_1 + Aa_2 + Aba$) a jejich objemová hmotnost. Další diagnostické znaky (obsah jílu, $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox} > 2$, retence fosfátů nevyhovují). Doprovodné znaky splňují kritéria u barvy, poměru HK/HK a poměru C: N. Vzhledem k tomu, že klasifikace WRBS (2006) požaduje splnění všech znaků, je nutné konstatovat, že hodnocené profily Novákem nesplňují požadavky pro andické vlastnosti. U vitrických horizontů jsou diagnostické znaky méně přísné. Oba hodnocené profily splňují všechny požadavky vitrických diagnostických znaků (mocnost, objemovou hmotnost, obsah jílu v jemnozemi, hodnota $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox} > 2$, retenci fosfátů), profily splňují také požadovaná kritéria doprovodných znaků (barvu, poměr FK : HK reakci). Jediná položka, která vyhovuje pouze částečně je poměr C : N. Ani jeden z profilů nesplňuje vlastnosti pro melanický horizont definovaný WRBS 2006.

Slovenský klasifikační systém definuje pozměněná kritéria než WRBS (2006). Kritériím podle slovenské klasifikace nevyhovují u obou uvedených profilů důležité parametry jako: retence fosfátů, hodnota $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox} > 2$) Kritérium naopak vyhovují objemová hmotnost a barva. Požadavkům znaků kambických andozemních horizontů podle slovenské klasifikace naopak většina charakteristik obou profilů vyhovuje.

Na základě výsledků analýz bylo zjištěno, že uvedené vzorky mohou být označeny podle WRBS (2006) za vitrické andosoly (vitric andosol) nebo podle slovenské klasifikace (2000) jako kambizemě andické, neboť není jiná možnost (slovenská klasifikace nedefinuje kritéria vitrických horizontů). Podle výsledků Nováka (2010) byl tak výskyt půd s andickým vývojem na území ČR potvrzen, i když ne v klasické podobě. Bylo také prokázáno, že vyšší obsah vulkanického skla a substrát andezitového typu nejsou nutnou podmínkou pro vznik půd, které můžeme označit za andosoly. Na základě těchto poznatků

byl vysloven předběžný návrh na doplnění platného klasifikačního systému půd ČR o andozemě modální, andozemě vinické a andozemě rankerové. Vlastnosti a kritéria těchto půd budou muset být později přesně definovány.

Obrázek 6: Půdní profil na Velkém Roudném



(Zdroj: Novák et al., 2010)

2.6 Vybrané analytické metody potřebné k určení andozemí

V této kapitole jsou ve stručnosti popsány vybrané laboratorní metody, které jsou důležité pro klasifikaci andosolů, jak podle WRBS (2006), tak podle Slovenského klasifikačního systému půd (Sobocká et al., 2000).

Objemová hmotnost

Objemová hmotnost půdy (O) v $[g/cm^3]$ je hmotnost objemové jednotky v neporušeném stavu, tj. s póry vyplněnými momentním obsahem vody a vzduchu. Její hodnota závisí na měrné hmotnosti, na podílu pórů a míře jejich zaplnění vodou. Je to hodnota nestálá, mění se během roku hlavně v závislosti na vlhkostních poměrech v půdě. Redukovaná objemová hmotnost (O_r) v $[g/cm^3]$ je hmotnost objemové jednotky půdy v neporušeném stavu po vysušení (při $105^\circ C$) do konstantní hmotnosti tzn. bez vody v pórech. Tato hodnota je stálejší než objemová hmotnost neredukovaná (<http://home.zf.jcu.cz>). Pro klasifikaci andozemí v USDA se kvůli sjednocení vlhkosti půdy používá objemová hmotnost při stavu vlhkosti odpovídající 33 kPa vodní retence. Pro andozemě musí být objemová hmotnost půdy $\leq 0.9 g/cm^3$.

Objemová a redukovaná objemová hmotnost půdy se zjišťuje gravimetricky z neporušených půdních vzorků, odebraných pomocí Kopeckého fyzikálních válečků zpravidla o objemu $100 cm^3$ (Trnková, 2007).

Retence fosforu

V Soil taxonomy (Soil Survey Staff, 1998) je retence fosforu půdním vzorkem jedním z kritérií pro andické půdní vlastnosti. Andozemě a ostatní půdy obsahující vysoké množství alofanu a jiného amorfního materiálu mají schopnost vázat fosfor (Gebherdt a Coleman 1974). Faktory, které způsobují retenci fosforu v půdě, nejsou dokonale objasněny. Za hlavní faktor přispívající k retenci fosforu je však považována přítomnost alofanu a imogolitu (Wada 1985). Retenci fosforu také označujeme jako P-absorpci, sorpci nebo fixaci. Hodnota P- retence se udává v % (Soil Survey Laboratory Methods Manual 1996).

Melanický index

Melanický index se podle metodiky Honna et al. (1988) používá na rozlišení melanického a fulvického horizontu.

Metoda stanovení melanického indexu vychází z různého průběhu absorpční čáry u huminových kyselin typu A (B, Rp) a P jako funkce vlnové délky stanovené spektrofotometricky v extraktu huminových látek. U A-typu Hk je $MI \leq 1.7$ (melanické andozemě) a u P-typu Hk je $MI > 1.7$ (fulvické andozemě; Trnková, 2007).

Stanovení Al_o, Fe_o, Si_o v extraktě oxalátu amonného

Oxalát amonný se používá jako extrakční činidlo na selektivní rozpouštění Fe / Al-organokomplexů, nekystalických hydratovaných oxidů Fe, Al, alofánu a amorfních alumosilikátů. Oxalát amonný je slabé extrakční činidlo pro imogolit a vrstevnaté silikáty. Nerozpouští krystalické hydratované oxidy Fe a Al, opál a krystalické minerály (Wada 1989 in Trnková, 2007).

Stanovení výměnného pH

Výměnná acidita je působena volnými vodíkovými ionty a vodíkovými ionty, které jsou vytěsnitelné z organominerálního půdního komplexu roztokem neutrální soli - KCl. Označuje se pH/KCl (podle metodiky laboratorního cvičení KAVR, FAPPZ, ČZU v Praze)

Zrnitostní rozbor

V případě praktického hodnocení zrnitosti půdy existuje mnoho klasifikačních schémat, nicméně všechny se shodují v tom, že částice pod 2 mm tvoří jemnozem půdy a částice nad 2 mm tvoří skelet

(http://home.zf.jcu.cz/public/departments/kpu/vyuka/pu/skripta_geologie/web-prednasky/zs/predn-11_zs.pdf).

Skelet se dále dělí:

- hrubý písek 2-4 mm
- štěrk 4-30 mm
- kameny nad 30 mm

Jemnozem se dle KPP v ČR třídí na následující zrnitostní frakce:

- jílnaté částice a) jíl (< 0,001 mm)
b) jemný a střední prach (0,001 – 0,01 mm)
- prachové částice (0,01 mm – 0,05 mm)
- práškový písek (0,05 – 0,25 mm)
- písek (0,25 – 2,00 mm)

3 Metodika práce

Tato diplomová práce obsahuje dvě části. V úvodních stránkách jsem se pokusila shrnout dosavadní poznatky týkající se problematiky andosolů. Vzhledem k tomu, že u nás není dostatek literatury, která by se zabývala tímto tématem, čerpala jsem především ze zahraniční literatury včetně nám poměrně blízké slovenské. Z českých autorů, kteří se pokoušeli objasnit otázku andozemí na území ČR lze zmínit Holušu O. (2003) nebo Nováka et al. (2010). Poměrně starší prací je disertační práce Tomáška (1967), která pojednávala nikoli přímo o andozemích, ale obecněji o pedogenezi na čedičích a čedičových pyroklastikách na území ČR. Ze slovenských autorů jsem čerpala především z prací Kobzy (2008), Balkoviče, Šály nebo Trnkové (2007) a z Morfogenetického klasifikačního systému půd Slovenska (Sobocká et al., 2000). Ze světových pramenů jsem využívala především WRBS (2006), kde je popsána poměrně podrobně jak klasifikace andosolů, tak WRB široce popisuje i fyzikální a chemické vlastnosti těchto.

Součástí rešerše je také poměrně podrobná charakteristika našich největších neovulkanických oblastí (České středohoří a Doupovské hory). Velký Roudný je charakterizován z důvodu odběru půdních vzorků jak Holušou a následně i Novákem, tak jsme prováděli na dané lokalitě vlastní šetření spolu s lesními typology.

V české pedologické společnosti se traduje, že pokud se někde na území ČR vyskytnou andozemě, pak je to právě na lokalitě Velký Roudný. Jiné práce českých pedologů, než výše zmiňované, které by se zabývali výskytem andozemí u nás, jsem nezaznamenala. Dá se tedy říci, že jediné místo, kde byly andozemě na našem území hledány, je právě na lokalitě Velký Roudný. Holuša v roce 2003 označil půdy, které se na Velkém Roudném vyskytují, za andozemě modální kyselé. Z tohoto důvodu jsme se i my rozhodli na Velkém Roudném provést průzkum půd a potvrdit či vyvrátit výsledky Holuši.

Na Velkém Roudném byl vykopán lesními typology půdní profil, který i my jsme použili pro odběr vzorků ze dvou horizontů. Vzorky byly odebrány v bučině s vtroušeným smrkem, zhruba 10 pod výškovým vrcholem na JJZ straně Velkého Roudného, sklonitost svahu v místě sondy byla 5-7°. Odebrané vzorky byly následně zpracovány laboratoří Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy na Zbraslavi.

Vyhodnocení výsledků a jejich porovnání s výsledky Nováka (2010) jsou podrobně popsány dále v textu. Vzhledem k tomu, že naše výsledky šetření na výskyt andozemí na Velkém Roudném, byly negativní. Rozhodli jsme se na základě porovnávání chemických analýz matečných hornin vytipovat vhodná místa pro genezi andosolů na území ČR. Jako

výchozí porovnávací data jsme zvolili chemickou analýzu hornin z Kremnických vrchů na Slovensku, kde je výskyt andozemí prokazatelně např. Kobzou (2008) nebo Balkovičem (2007) určen a půdní vzorky splňují všechny požadavky potřebné pro klasifikaci andosolů jak podle WRBS 2006, tak podle Slovenského klasifikačního systému půd (Sobocká et al. 2000). Na základě konzultace s vulkanologem Vladislavem Rappričem z ČGS jsme vytipovali vhodné, neoidně vulkanické lokality, na kterých by se mohl z hlediska matečného substrátu předpokládat výskyt andozemí, a sestavili jsme mapu potencionálního výskytu andozemí na území ČR.

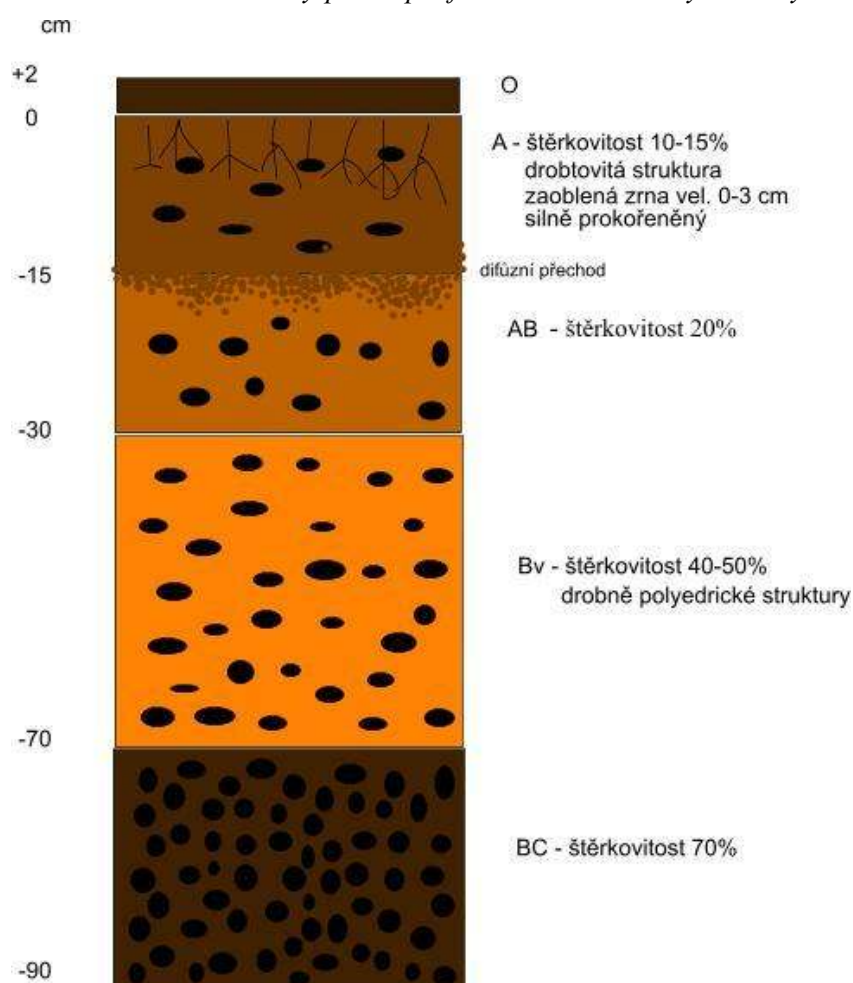
4 Výsledky a diskuse

4.1 Výsledky vlastního výzkumu na lokalitě Velký Roudný

Na odebraných vzorcích z horizontů A a B byly provedeny základní půdní rozborů v laboratoři Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy (VÚMOP) a to:

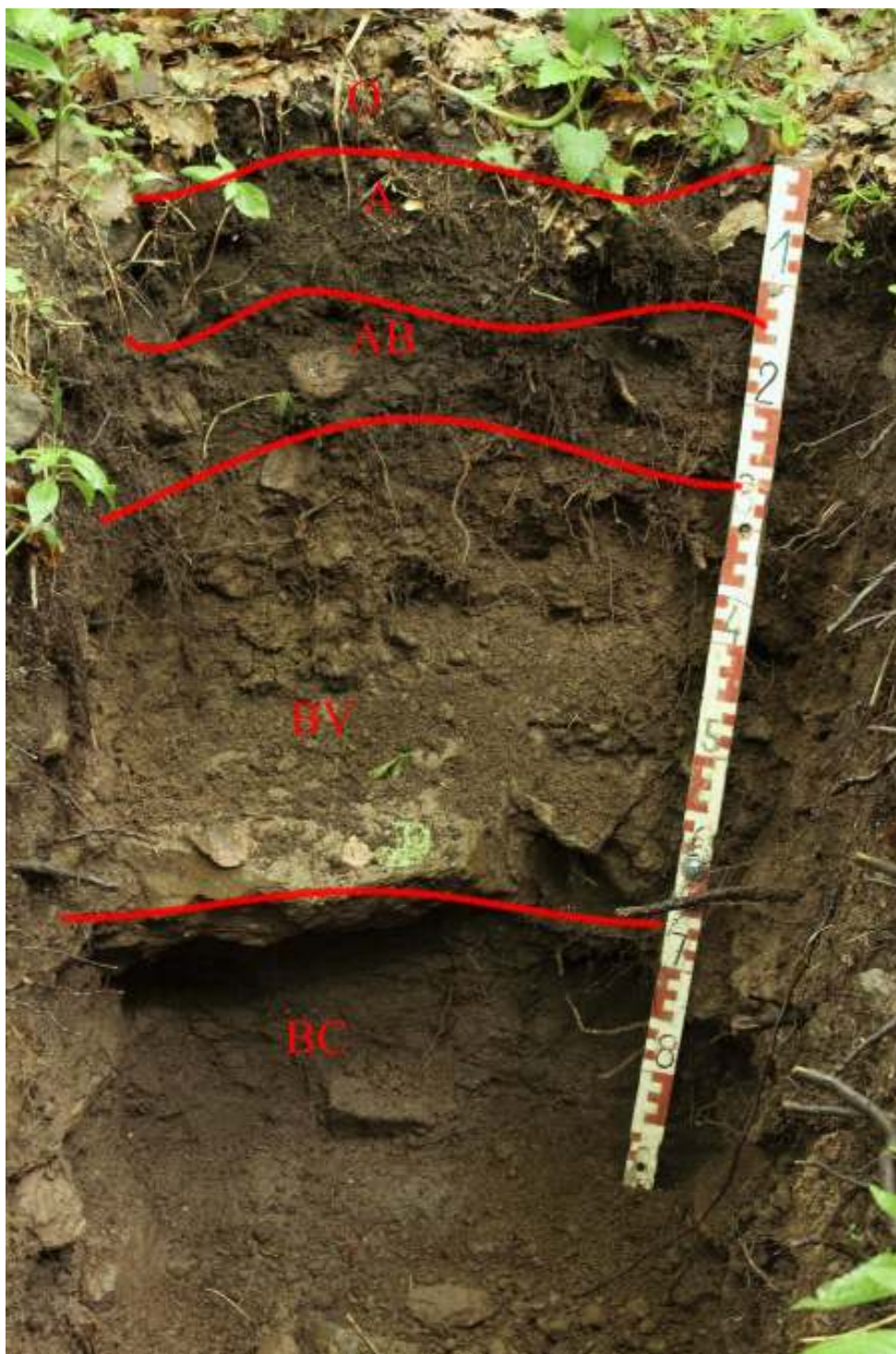
- zrnitostní rozbor
- výměnná půdní reakce (pH/KCl)
- celková sorpční kapacita (T)
- obsah výměnných bází (S)
- nasycenost sorpčního komplexu (V)
- obsah výměnného H^+

Obrázek 7: Schématický půdní profil na lokalitě Velký Roudný



(vypracováno v programu Xara Xtreme 3.2)

Obrázek 8: Fotografie půdní sondy vykopané na Velkém Roudném



(Zdroj: Šefrna L., 2010)

Zrnitostní rozbor

Porovnání výsledků zrnitostního rozboru mezi našimi výsledky a výsledky Nováka et al. (2010) je uveden v tab. 10. Z výsledků je vidět, že v intervalu nejjemnější zrnitostní frakce nám vyšly hodnoty v horizontu A zhruba o 13% vyšší než výsledky zveřejněné Novákem, v případě horizontu B je rozdíl menší a to 7%. V intervalu jemného písku (název dle KPP) se v horizontu A výsledky liší. Zatímco naše data ukázala v tomto intervalu procentuelní zastoupení pouze 12,2 %, Novákovo hodnoty jsou téměř 3x vyšší. V horizontu B je procentuelní zastoupení u obou měření relativně obdobné. V nejhrubším zrnitostním intervalu jsou výsledky v případě horizontu A obdobné, v horizontu B, nám vyšel výsledek zhruba 3x menší, než v případě Nováka.

Tabulka 10: Porovnání zrnitostního rozboru vlastního šetření a výsledků Nováka et al. (2010).

Zrnitostní rozbor %	Vlastní šetření (VR)		Novák et al. (2010) (VR)	
	A	B	Δ Aa1 +Aa2	ABa
Zrn < 0,001 mm	7,2	<0,4	-	-
Zrn < 0,002 mm	8,4	5,3	-	-
Zrn < 0,01 mm	30,4	20,0	-	-
Zrn < 0,05 mm	85,1	73,6	-	-
Zrn 0,01 – 0,05 mm	54,7	53,6	41,75	46,6
Zrn 0,05 – 0,25 mm	12,2	23,6	34,4	18,5
Zrn 0,25 – 0,2 mm	2,7	2,9	1,95	8,8

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

Stanovení výměnného půdní reakce (pH/KCl)

Výměnné pH charakterizuje ointy vázané sorpčním komplexem. Lesní půdy (tedy i případ Velkého Roudného) jsou přirozeně kyselější než půdy zemědělské. Z tohoto důvodu i celé hodnocení je oproti zemědělským půdám posunuto, jak ukazuje porovnávací tabulka č. 11 (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009).

Tabulka 11: Porovnání kritérií pro půdní reakce zemědělských a lesních půd.

pH/ KCl	Zemědělské půdy	Lesní půdy
Extrémně kyselá	<4,5	< 3,5
Silně kyselá	4,6 – 5,0	3 –4 (velmi silně kyselá)
Kyselá	5,1 – 5,5	4 –5 (silně kyselá)
Slabě kyselá	5,6 – 6,5	5 –6 (kyselá)
neutrální	6,6 – 7,2	6 – 7,1 (slabě kyselá – neutrální)
alkalická	7,3 – 7,7	>7,1
Silně alkalická	>7,7	-

(Zdroj: Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009)

Tabulka 12: Porovnání hodnot pH/KCl mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

		Vlastní šetření (VR)	Novák et al. (VR)
Hor.	A (pH/KCl)	4,52	Δ 3,835
	B (pH/KCl)	4,76	4,74

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

V obou horizontech u vlastního šetření vyšla hodnota výměnného pH poměrně nízká. Což odpovídá dle hodnot z tabulky 12., v horizontech A i B v silně kyselé půdní reakci. Porovnáme – li naše výsledky s těmi, které uvedl ze stejné lokality Novák et al. (2010), můžeme konstatovat, že v horizontu A vyšla Novákovi silně kyselá půdní reakce (tedy o řád nižší, než v našem případě). V horizontu B se již naše výsledky shodují na silně kyselou půdní reakci i samotné hodnoty jsou téměř totožné.

Sorpční vlastnosti

Celková sorpční kapacita (T)

Kationová výměnná kapacita (T) charakterizuje celkovou schopnost půdy poutat kationty (Tomášek, 2007).

Naše a Novákovo výsledky se v horizontu A poměrně shodují, v obou případech spadají hodnoty výměnné sorpční kapacity do intervalu velmi vysoká (tabulka č. 13). V horizontu B se však výsledky měření rozcházejí. Zatímco v našem případě je hodnota kationtové výměnné kapacity v horizontu B rovna 17,42 mmol/100g, což odpovídá střední výměnné sorpční kapacitě, v případě Nováka et al. (2010) je hodnota téměř dvojnásobná a odpovídá velmi vysoké sorpční kapacitě.

Tabulka 13: Klasifikace celkové sorpční kapacity

T (mmol/100g)	Výměnná sorpční kapacita
pod 8	velmi nízká
8 - 13	nízká
14 -24	střední
25 - 30	vysoká
nad 30	velmi vysoká

(Zdroj: Tomášek, 2007)

Tabulka 14: Porovnání celkové sorpční kapacity mezi vlastním šetřením, prací Nováka et al. (2010).

		Vlastní šetření (VR)	Novák et al. (2010) (VR)
hor.	A (T) (mmol+/100g)	41,65	Δ 43,31
	B (T) (mmol+/100g)	17,42	30,01

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

Obsah výměnných bází (S)

Definice dle jedné z nejnovějších publikací Půda v České republice (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009) zní: Obsah výměnných bází udává množství bazických kationtů (Ca, Mg, K, Na) v 1 kg zeminy.

Tabulka 15: Porovnání obsahu výměnných bází mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

		Vlastní šetření (VR)	Novák et al. (2010) (VR)
hor.	A (S) (mmol/100g)	13,97	Δ 13,22
	B (S) (mmol/100g)	8,4	11,86

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

V případě obsahu výměnných bází se naše a Novákovo výsledky v obou horizontech podobají. V horizontu B nám vyšel výsledek nižší, stejně jako v případě celkové sorpční kapacity.

Nasycenost sorpčního komplexu (V)

Nasycenost sorpčního komplexu udává podíl výměnných bazických kationtů v % z celkové sorpční kapacity (Hauptman; Kukul ;Pošmourný, 2009).

Tabulka 16: Kritéria nasycení sorpčního komplexu

V (%)	Nasycení sorpčního komplexu
pod 30	extrémně nenasycený
30 - 50	nenasycený
51 - 75	slabě nasycený
76 - 90	nasycený
91 - 100	plně nasycený

(Zdroj: Tomášek, 2007)

Tabulka 17: Porovnání nasycenosti sorpčního komplexu mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

		Vlastní šetření (VR)	Novák et al. (2010) (VR)
hor.	A (V) (%)	34	<10
	B (V) (%)	48	<10

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

Obsah výměnného H⁺

Tabulka 18: Porovnání výměnného H⁺ mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

		Vlastní šetření (VR)	Novák et al. (2010) (VR)
hor.	A (H ⁺) (mmol+/100g)	27,7	Δ 48,8
	B (H ⁺) (mmol+/100g)	9	30,8

Vysvětlivky: Δ je průměr hodnot z horizontů Aa1 + Aa2

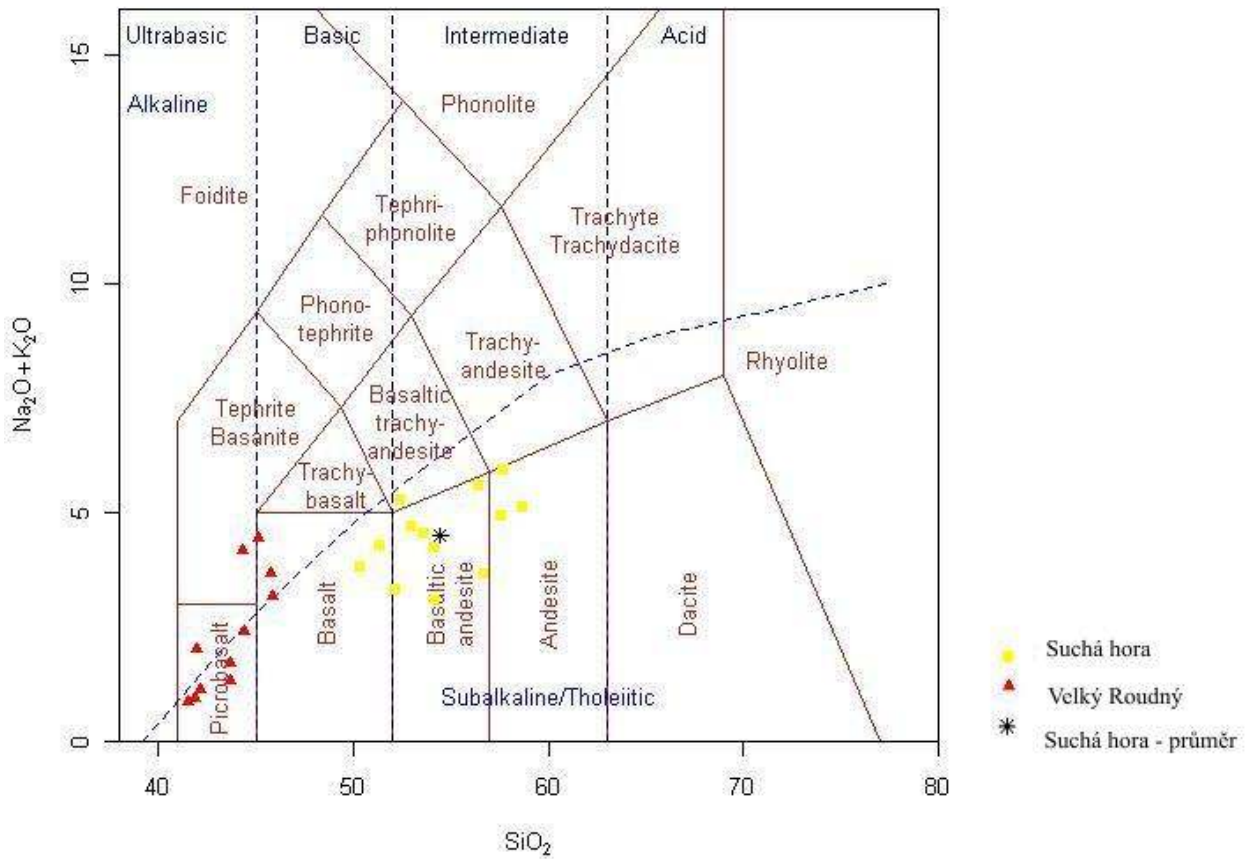
Z důvodu poměrně velkého obsahu šterku v půdním profilu, se nepodařilo odebrat Kopeckého válečky, abychom získaly neporušený půdní vzorek. Z tohoto důvodu, nebylo možné provést některé důležité fyzikální rozborů, potřebné pro klasifikaci andozemí (např. objemová hmotnost).

Protože nebyla provedena všechna měření důležitá pro klasifikaci andozemí, musíme vyslovit závěr, že naše výsledky terénní práce, jejímž cílem bylo potvrdit nebo vyvrátit výskyt andozemí na území Velkého Roudného jsou negativní

Pokud porovnáme silikátové analýzy z lokality Suchá hora a z Velkého Roudného (Gregerová, 2004), je zřejmé, že matečná hornina obou půd je odlišná. Zatímco v případě Suché hory se hodnoty SiO₂ v největší míře pohybují mezi 49 -57 hm %, tak v případě Velkého Roudného se hodnoty SiO₂ pohybují zhruba v intervalu 40 – 43 hm %. U obsahu alkálií se určitá množina prúniku určit dá a to v intervalu 3 – 5 hm % Na₂O + K₂O. Obecně

však lze říci, že zatímco horniny ze Suché hory spadají do bazaltického andezitu až trachyandezitu, tak horniny Velkého Roudného můžeme označovat jako picrobazalt až olivinický bazalt. Vzhledem k tomu, že poměrně velká část autorů, zabývajících se andosoly udává, že jejich výskyt je výhradně na horninách typu andezitu. Z geologického hlediska je pravděpodobnost výskytu andozemí na lokalitě Velký Roudný malá.

Graf 1: Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z Velkého Roudného, v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.



(Zdroj: Graf byl vytvořen pomocí programu Geochemical Data Toolkit 2.3)

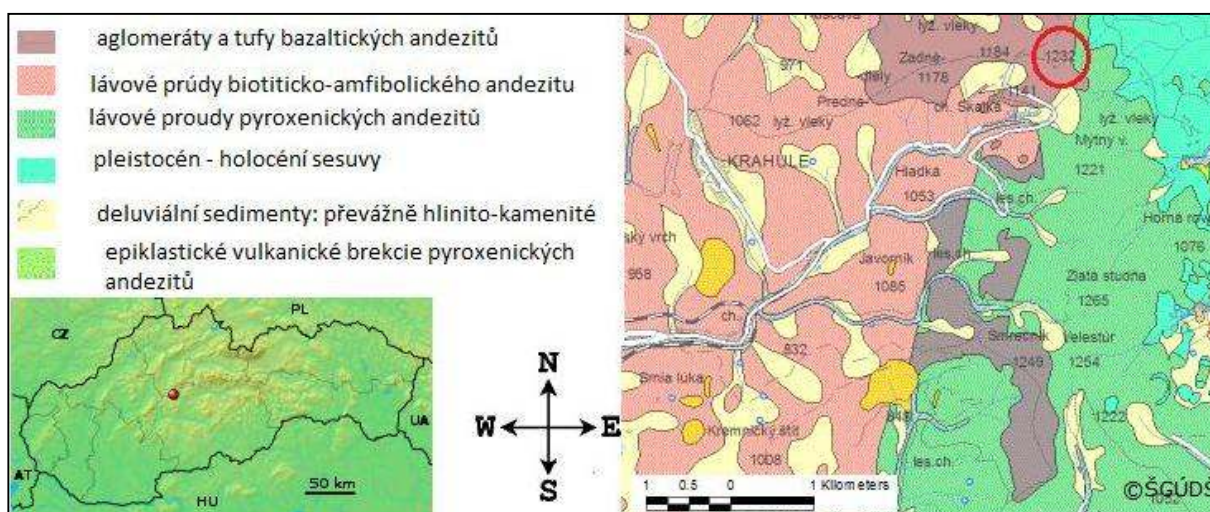
4.2 Predikce výskytu andozemí na území ČR

Kobza (2008) a Balkovič in Trnková (2007) potvrdili výskyt andozemí na území Slovenska v oblasti Kremnických vrchů na lokalitě Skalka (Suchá hora) znázorněné na mapě 1. Rozbory půdních vzorků v obou případech splňují potřebné parametry uváděné pro klasifikaci andozemí jak podle WRBS (2006), tak podle slovenského morfologického klasifikačního systému půd (Sobocká et al., 2000).

Formace Vlčího vrchu buduje vrcholovou část vrchu Skalka. Silikátovou analýzu z této oblasti (data nám byla poskytnuta Lexou J., citace v seznamu použité literatury) jsme použili jako výchozí pro vytipování potenciálního výskytu andozemí na našem území na základě podobnosti matečných hornin. Zde je třeba uvést, že výběr lokalit jsem konzultovala s vulkanologem z ČGS Mgr. Vladislavem Rappichem, který mi zároveň poskytl potřebná geochemická data z databáze ČGS.

Aby se predikce dala považovat za ucelenou, vzali jsme v potaz co nejširší oblast na území ČR, a proto uvádíme lokality ze tří rozdílných území. Je třeba připomenout, že většina autorů se shoduje, že andozemě jsou poměrně mladé půdy, které vznikají na neovulkanickém matečném substrátu. A proto i náš výběr potenciálního výskytu andozemí se omezil pouze na neovulkanické lokality. První dvě jsou zároveň naše největší terciární neovulkanické oblasti a to České Středohoří a Doupovské hory, třetí oblast se nachází v okolí Uherského Brodu, kde jsou neovulkanity geneticky spjaty s těmi na Slovensku

Mapa 1: Vlevo poloha vrchu Skalka (Suché hory) v rámci Slovenské republiky, na obrázku vpravo je geologická mapa části Kremnických vrchů – červeně znázorněna je oblast Skalky – Suché hory



(Zdroj: <http://sk.wikipedia.org/>, <http://www.geology.sk/>)

4.2.1 Vulkanity v okolí Uherského Brodu

Autorů, kteří se zabývali výskytem neovulkanitů v okolí Uherského Brodu, je poměrně hodně. Pro příklad zmíním práce: Shrbený (1974) a Přichystal (1974).

Novější chemické analýzy (Přichystal, 1995), potvrdili představy Krystka (1955) o zvýšených obsazích alkálií a o přechodném postavení těchto vulkanitů mezi alkalicko – vápenatými vulkanity Centrálních Karpat a mezi alkalickými postmezozoickými vulkanity ČM. Vzhledem k tomu, že vulkanická tělesa přecházejí bez porušení přes násunové a zlomové poruchy spojené s nasunutím flyšových příkrovů, je jejich stáří bezpochyby potektonické, tedy karpatské a mladší (Přichystal, 1995). Radiometrické stáří neovulkanitů bylo stanoveno pouze u výskytu v Horním Srní a to 11,8 Ma (Kantor et al., 1984 in Přichystal, 1995).

Hodnoty izotopů stroncia potvrzují přiřazení uherskobrodských vulkanitů k vulkanitům Západních Karpat a ukazují na analogickou genezi (Přichystal, 1995).

Přichystal (1995) se ve své práci přiklání k názoru, že by jednou z možností jak interpretovat slovenské neovulkanity bylo, že vznikly nad subdukční zónou. Intruze vulkanitů směrem na Uherskobrodsko byla podmíněna zlomovým systémem pokračujícím z Českého masivu do Západních Karpat (označovaný jako nezdenický zlomový systém).

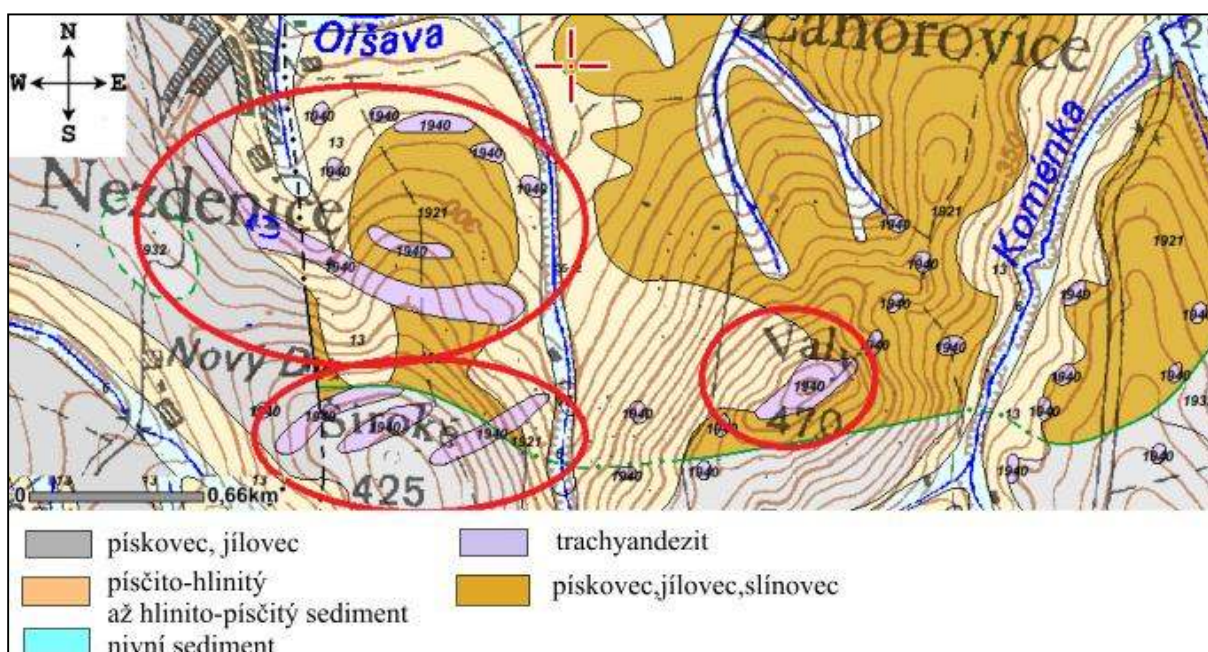
Mapa 2: Přibližné geografické umístění neovulkanitů v okolí Uherského Brodu



(Zdroj: www.mapy.cz)

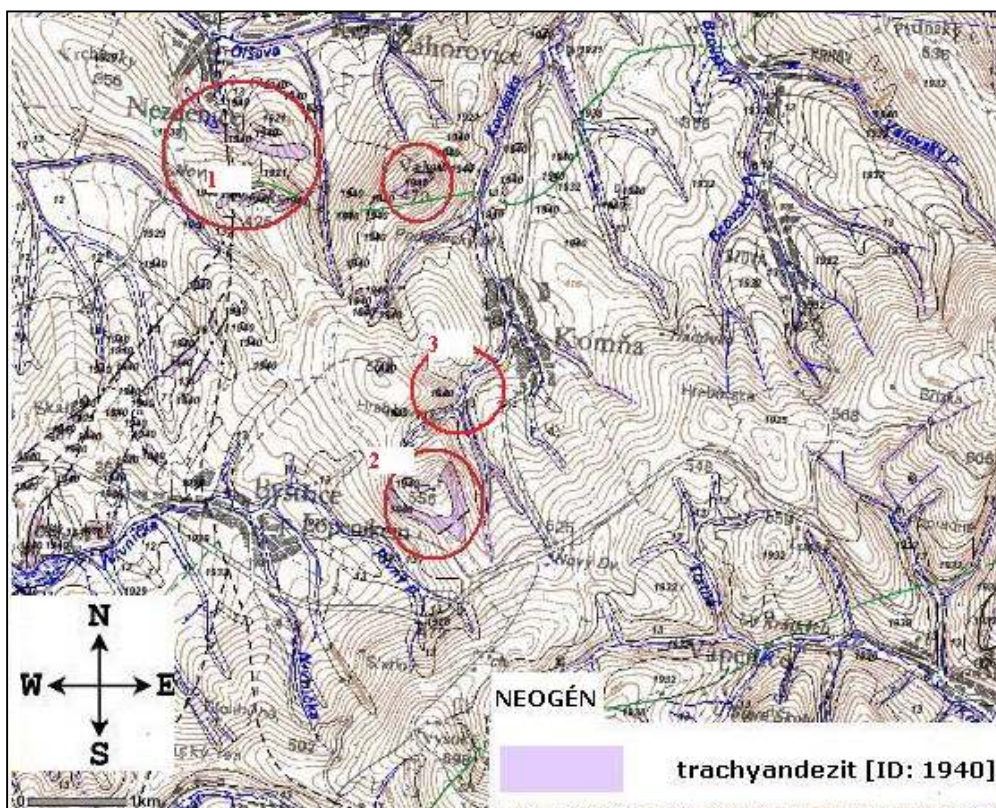
Plošně největší výskyt neovulkanitů na Uherskobrodsku představuje podle Přichystala (1995) pruh asi 1500m dlouhý a maximálně 200m široký, ležící J od Nezdenic. Z vulkanologického hlediska se jedná o pravé ložní žíly s maximální vrtně ověřenou nepravou mocností 63,8 m. Erozí obnažené, dnešní povrchové stavby vulkanitů tvoří výrazně morfologické elevace (vrchy Valy a Bučník). Vulkanitům v okolí Uherského Brodu byl doložen pouze podpovrchový vulkanismus (Přichystal, 1995).

Mapa 3: Geologická mapa znázorňuje hlavní výskyty neovulkanitů v okolí obce Nezdenice, včetně dle Přichystala (1995) největší výskytu neovulkanitů na Uherskobrodsku, ležícího jižně od Nezdenic.



(Zdroj: www.geology.cz)

Mapa 4: Geologická mapa znázorňující potenciální výskyt andozemí v okolí Uherskobrodska



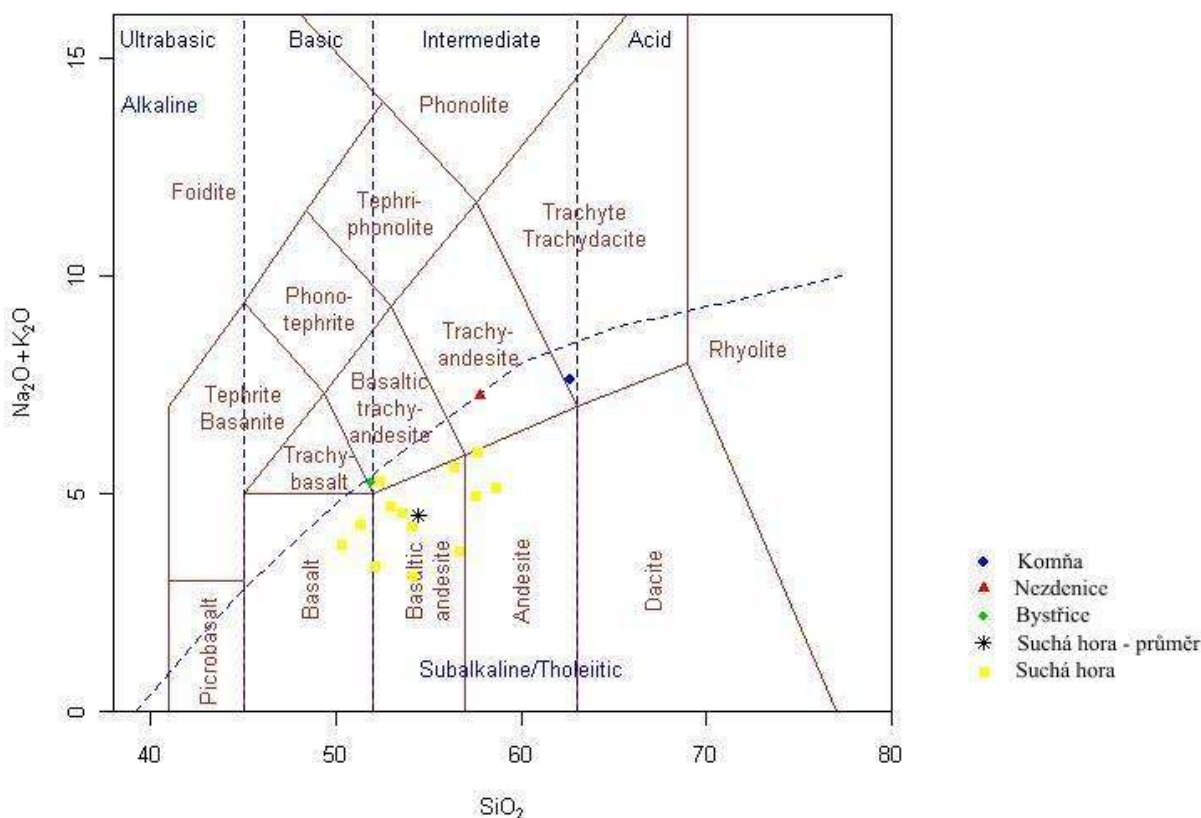
Vysvětlivky: 1) lokalita Nezdenice, 2) lokalita Bystřice pod Lopeníkem, 3) lokalita Komňa.
(Zdroj: www.geology.cz)

Tabulka 19: Silikátové analýzy z vybraných uherskobrodských neovulkanitů v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

lokalita: Nezdenice		lokalita: Komňa		lokalita: Bystřice pod Lopeníkem		
mapa 50: 3512, Strání		mapa 50: 3512, Strání		mapa 50: 3512, Strání		
lokalizace: [X,Y]: [516968,1189589]		lokalizace: [X,Y]: [514550,1193166]		lokalizace: [X,Y]: [518547,1192652]		
hornina: trachyandezit		hornina: trachyandezit		hornina: trachyandezit		
autor: Shrbený Otakar						
citace: Gürtlerová P. et al. (1997): Databáze analytických stanovení na mapách geochemické reaktivity hornin 1: 50 000.- In: Litogeochemická databáze České geologické služby, Praha.						
		vzorek K3 Nezdenice	Komňa	Bystřice	Suchá hora - průměr	
SiO ₂	%	55,33		60.2	48.73	53,57
TiO ₂	%	0,86		0.76	1.69	0,79
Al ₂ O ₃	%	17,68		16.57	17.49	17,68
Fe ₂ O ₃	%	3,23		0.78	3.29	4,60
FeO	%	3,23		2.89	4.19	3,95
MnO	%	0,14		0.12	0.14	0,14
MgO	%	1,60		1.94	3.6	4,54
CaO	%	6,49		5.18	9.39	8,27
Na ₂ O	%	4,18		4.1	3.12	2,90
K ₂ O	%	2,77		3.2	1.82	1,52
P ₂ O ₅	%	0,30		0.33	0.44	0,38
H ₂ O ⁺	%	0,94		1.59	1.53	0,81
H ₂ O ⁻	%	0,74		0.16	1.3	0,77

(Data poskytl V. Rapprich, z databáze ČGS)

Graf 2: Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňuje výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z okolí Uherského Brodu v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.



(Zdroj: Graf byl vytvořen v programu Geochemical Data Toolkit 2.3)

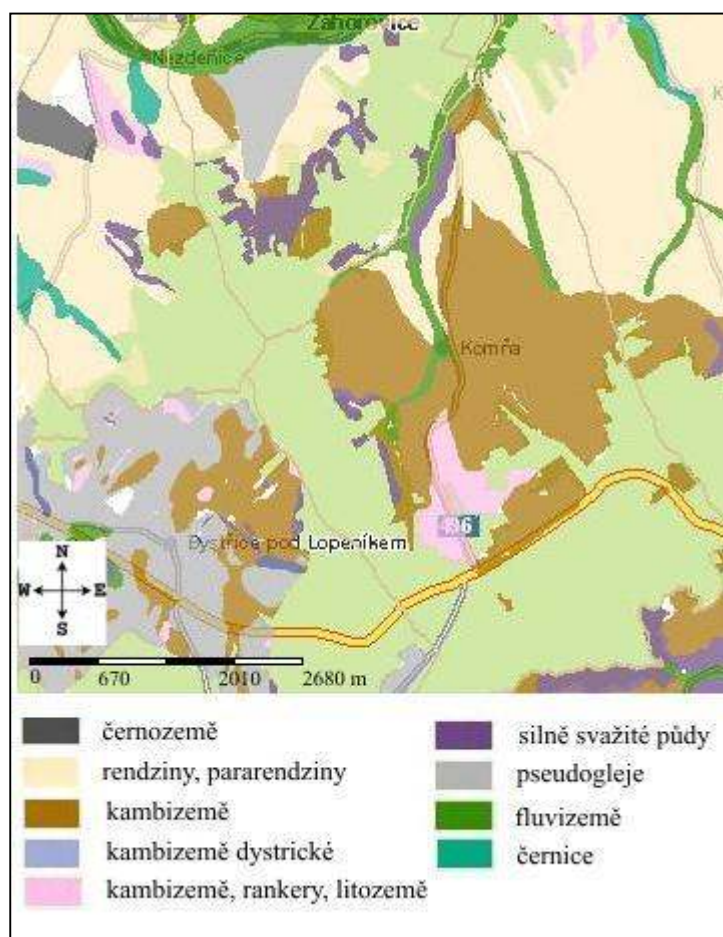
Z grafu vyplývá, že horniny Suché hory mají poměrně pestré složení. Jednotlivě zanesené analýzy ukazují na horniny typu bazaltů až trachybazaltů přes bazaltické andezity, (do tohoto intervalu spadá nejvíc hodnot) až po horniny typu andezitu. Průměrná hodnota ze všech 13 silikátových analýz je v grafu označena černou hvězdou a v diagramu spadá do klasifikace hornin typu bazaltických andezitů.

Porovnáme-li silikátové analýzy ze Suché hory s analýzami vybraných neovulkanitů na Uherskobrodsku, můžeme konstatovat, že nejvíce se slovenským neovulkanitům z Kremnických vrchů podobají ty z lokality Bystřice pod Lopeníkem. Horniny na lokalitách Nezdenice a Komňa mají vyšší hodnoty oproti průměrné hodnotě ze Suché hory, jak v obsahu SiO_2 tak vykazují vyšší hodnoty alkálií.

Ač né všechny uherskobroské neovulkanity vykazují totožné složení jako andezitové horniny z Kremnických vrchů, mají dle Přichystala (1995) společnou genezi. Z tohoto důvodu je až s podivem, že dosud se z řad české pedologické společnosti nikdo nezabýval

otázkou, zda na některé z výše uvedených lokalit se mohou andozemě vyskytovat. Pokud vezmeme v potaz, že na slovenských vulkanitech z oblasti Kremnických vrchů, se vyskytují andozemě ve své typické podobě.

Mapa 5: Mapa znázorňuje typy půd na vybraných neovulkanitech Uherskobrodská (Nezdenice, Komňa, Bystřice pod Lopeníkem).



(Zdroj: mapový server Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy)

Z půdní mapy můžeme vyčíst, že na lokalitách potenciálního výskytu andozemí v okolí obcí Nezdenice, Komňa a Bystřice pod Lopeníkem se v největší míře vyskytují dle údajů VÚMOPu, kambizemě. V okolí obce Nezdenice se dále na severu v menší míře vyskytují fluvizemě a na jihovýchodě pseudogleje. Jihozápadně od obce je ostrůvkovitý výskyt černic.

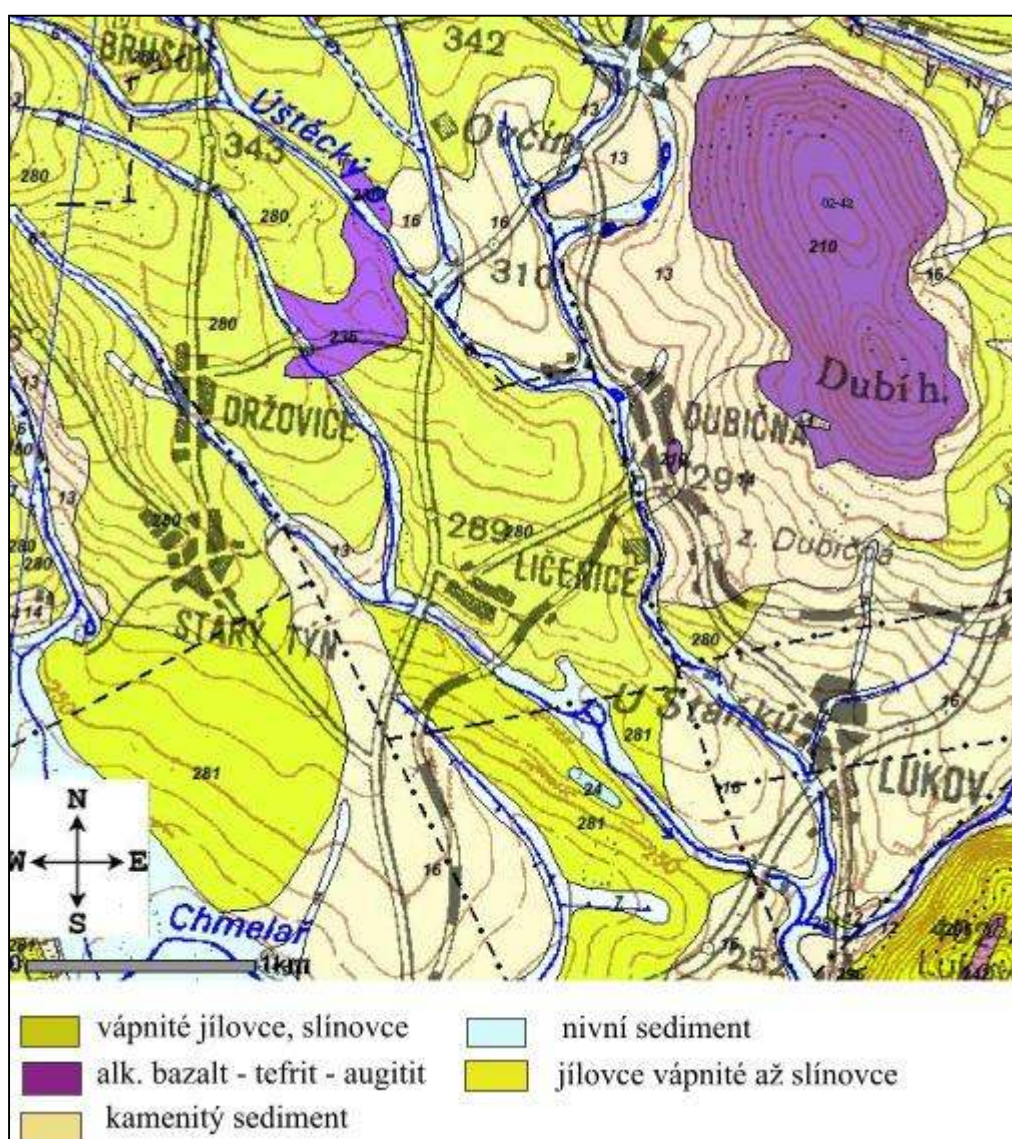
Na lokalitě Komňa se vyskytují téměř výhradně kambizemě, pouze podél říčky Komněnka je úzký pruh fluvizemí. V okolí obce Bystřice pod Lopeníkem převažují na západní straně pseudogleje, na východ od obce převládají kambizemě.

4.2.2 Potenciální výskyt andozemí na území Českého středohoří

V Českém středohoří jsme vybrali dvě lokality, které by bylo vhodné prověřit na potenciální výskyt andozemí a to lokality Dubí hora a Sedlo.

Dubí hora (463 m n. m.) se nachází v Českém středohoří asi 5 km SV od Úštěku (www.lokality.geology.cz). Vlastní protáhlý a zalesněný masiv Dubí hory je zbytkem několika lávových proudů (www.cittadella.cz).

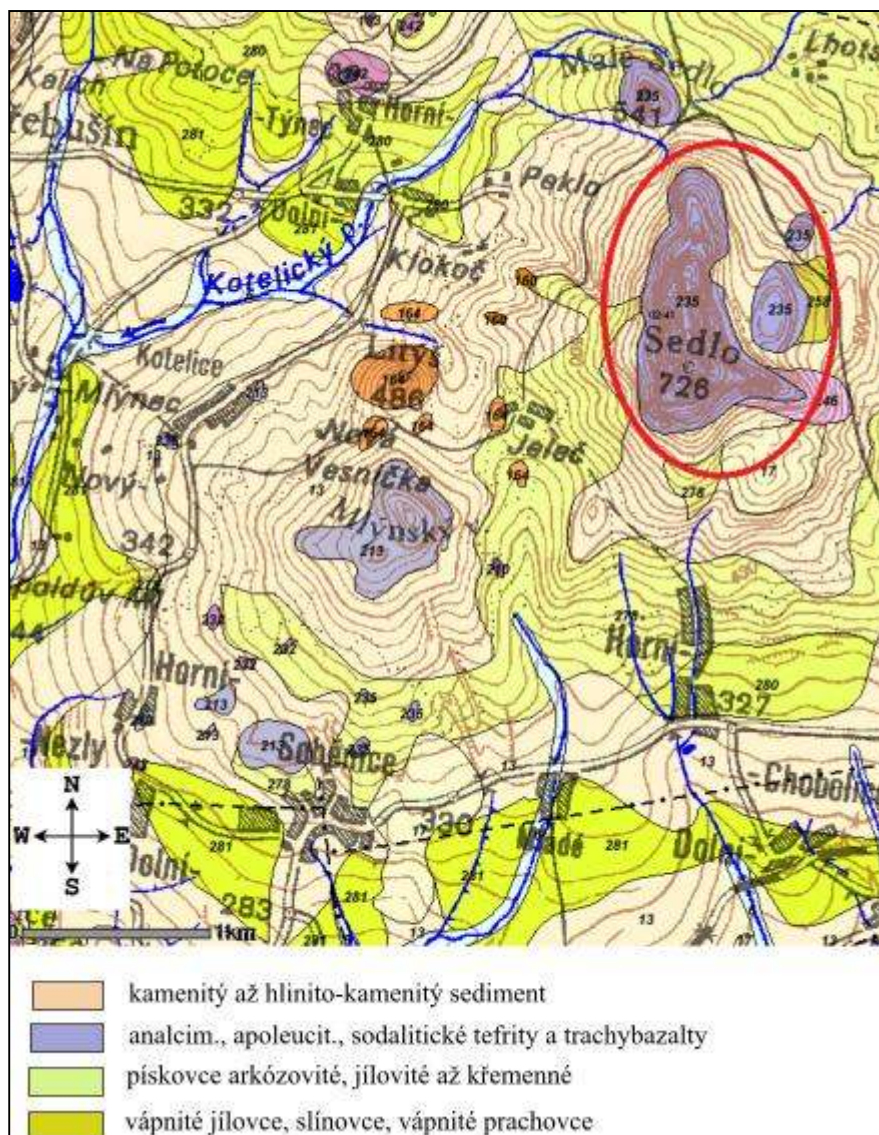
Mapa 6 : Geologická mapa lokality Dubí hora a jejího okolí



(Zdroj: www.geology.cz)

Vrch Sedlo (726 m n. m.) je nejvyšší horou Verneřického středohoří (část Českého středohoří). Tvar vrchu není původní, vznikl druhotně erozí, tak jako u většiny středohorských kopců. Zde je vypreparována značně rozsáhlá několikanásobná trachybazaltická přírodní dráha. Sedlo můžeme spolu s vrchem Malé Sedlo (541 m n. m.) považovat za pozůstatek vulkanického aparátu, který mohl vytvořit značný objem povrchových vulkanitů. Není vyloučeno, že značné množství produktů povrchového vulkanismu pochází právě z této erodované přírodní dráhy (www.lokality.geology.cz)

Mapa 7: Geologická mapa lokality Sedlo a okolí



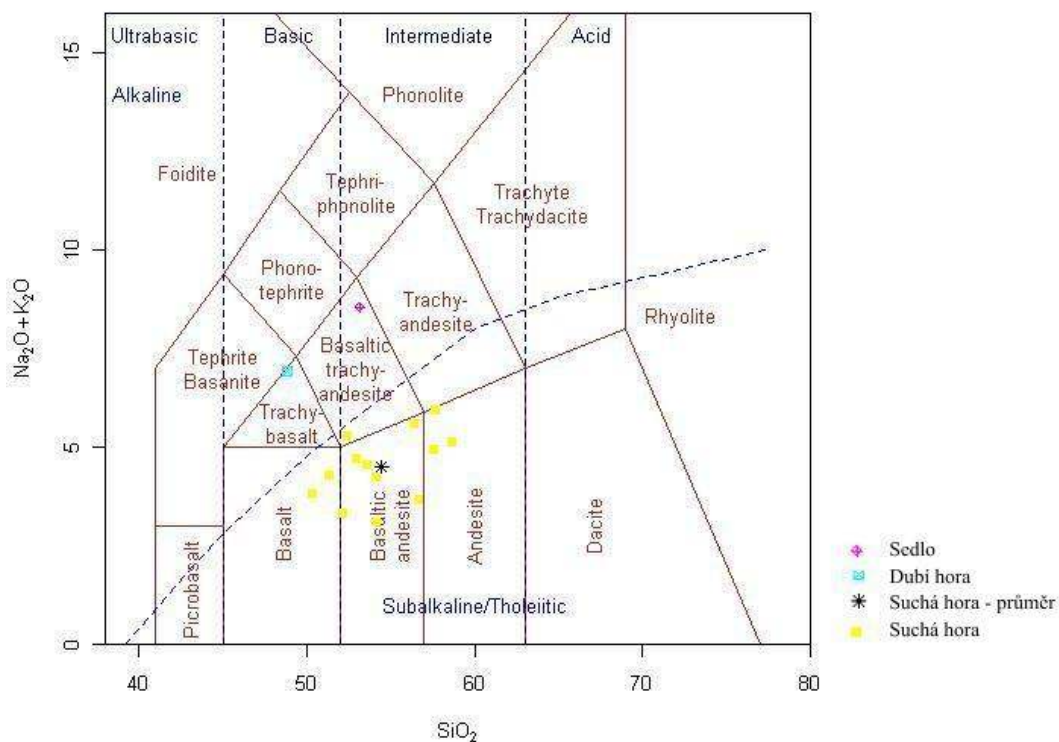
(Zdroj: www.geology.cz)

Tabulka 20 : Silikátové analýzy z vybraných neovulkanitů Českého středohoří v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

lokalita: Dubičná (Dubí hora)		lokalita: Srdov (Sedlo)		
mapa 50: 0242, Česká Lípa		mapa 50: 0241, Ústí nad Labem		
lokalizace: [X,Y]: [738246,984297]		lokalizace: [X,Y]: [746165,985792]		
hornina: tefrit		hornina: trachybazalt		
autor: Shrbený Otakar				
citace: Shrbený, O. (1998): Databáze tercierních vulkanitů Českého masivu. - In: Litogeochemická databáze České geologické služby, Praha.				
		Dubí hora	Sedlo	Suchá hora - průměr
SiO ₂	%	47.03	52.33	53,57
TiO ₂	%	3.4	2.34	0,79
Al ₂ O ₃	%	14.57	16.38	17,68
Fe ₂ O ₃	%	3.83	5.24	4,60
FeO	%	5.64	2.9	3,95
MnO	%	0.16	0.36	0,14
MgO	%	5.15	2.14	4,54
CaO	%	9.32	7.92	8,27
Na ₂ O	%	3.96	5.19	2,90
K ₂ O	%	2.7	3.2	1,52
P ₂ O ₅	%	0.47	0.31	0,38
H ₂ O ⁺	%	2.51	1.95	0,81
H ₂ O ⁻	%	0.46	0	0,77

(Data poskytl V. Rappich z databáze ČGS)

Graf 3: Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z Českého středohoří v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.



(Zdroj: Graf byl vytvořen v programu Geochemical Data Toolkit 2.3)

Z grafu chemické klasifikace a nomenklatury (Le Bas et al. 1986) je na první pohled vidět, že lokality Sedlo a Dubí hora obsahují více alkálií, než horniny z lokality Suchá hora. V obsazích SiO_2 jsou si však horniny již podobné. Silikátová analýza z Dubí hory ukazuje na horniny typu trachybazaltu, zatímco analýza z lokality Sedla ukazuje na horniny typu trachyandezitu. Co se potenciálního výskytu andozemí na těchto lokalitách týče, na Dubí hoře výskyt není moc pravděpodobný, nicméně pokud by se v budoucnu prováděl komplexní průzkum andozemí na našem území, ani tato lokalita by neměla být vynechána, protože obsah alkálií nemusí nutně genezi andosolů ovlivnit.

Mapa 8 : Znárodnující typy půd v okolí lokality Dubí hora



(Zdroj: mapový server Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy)

Na Dubí hoře je výskyt půd obdobný jako na neovulkanitech Uherskobrodská. Ve velké míře se na území vyskytují kambizemě a pseudogleje. Jihozápadně od Dubí hory a také v malém ostrůvku severozápadně od Dubí hory se vyskytují hnědozemě. Na severovýchodě na úpatí Dubí hory leží úzký pruh luvizemí. V severní části svahu je výskyt silně svažitých půd spolu s kambizeměmi. Silně svažité půdy přechází na úpatí do kambizemí.

4.2.3 Potenciální výskyt andozemí na území Doupovských hor

V Doupovských horách jsme určili tři lokality, které by bylo vhodné prověřit na přítomnost andozemí. Jedná se o lokality Šumná, Radechov a Doubravická hora.

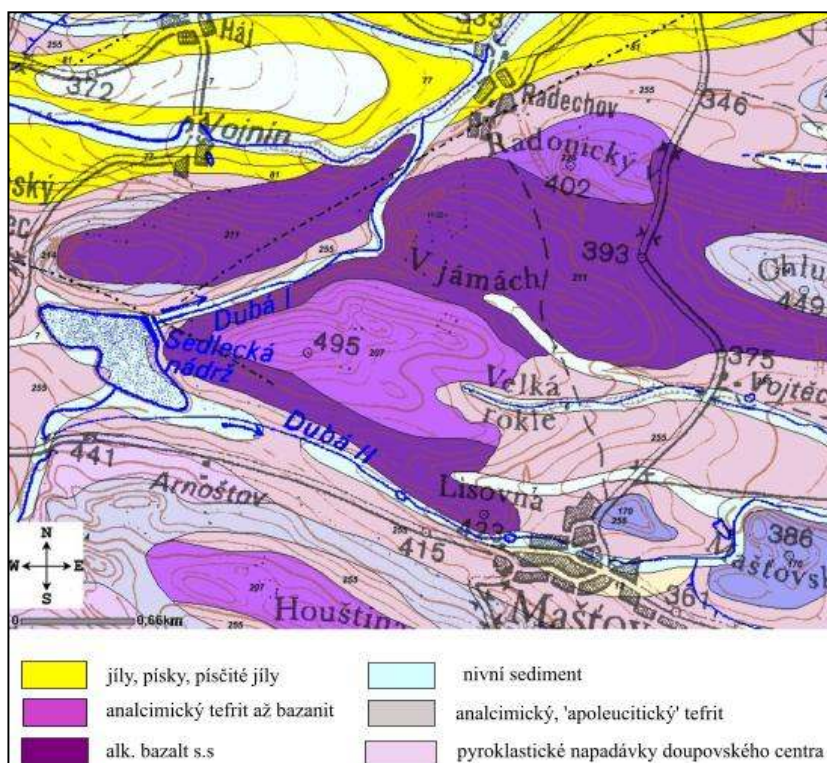
Radechov – V jámách

Lokalita Radechov se nachází v okrese Chomutov, ve svahu nad potokem Dubá, 850 m jihozápadně od obce Radechov.

V sérii skalních výchozů a skalních defilé leží uloženiny fosilních laharů, které vznikaly rozsáhlým kolapsem doupovského vulkanického komplexu. Charakter uloženin značí různý mechanismus transportu jednotlivých laharových proudů. V některých laharech jsou známky transportu formou úlomkotoků, jiné vykazují charakter hyperkoncentrovaných proudů. Většina proudů byla nasycená vodou a byla u nich vyvinuta facie jemnozrnných pískovců až prachovců, ty se ukládaly vodním proudem v závěru ukládání lahuru.

Laharové jednotky dosahují mocnosti v rozmezí 1-1,5 m. Mezi lahary je vloženo několik trachybazaltových lávových proudů s dobře vyvinutými autoklastickými faciemi (www.lokality.geology.cz).

Mapa 9 : Geologická mapa lokality Radechov – V jámách

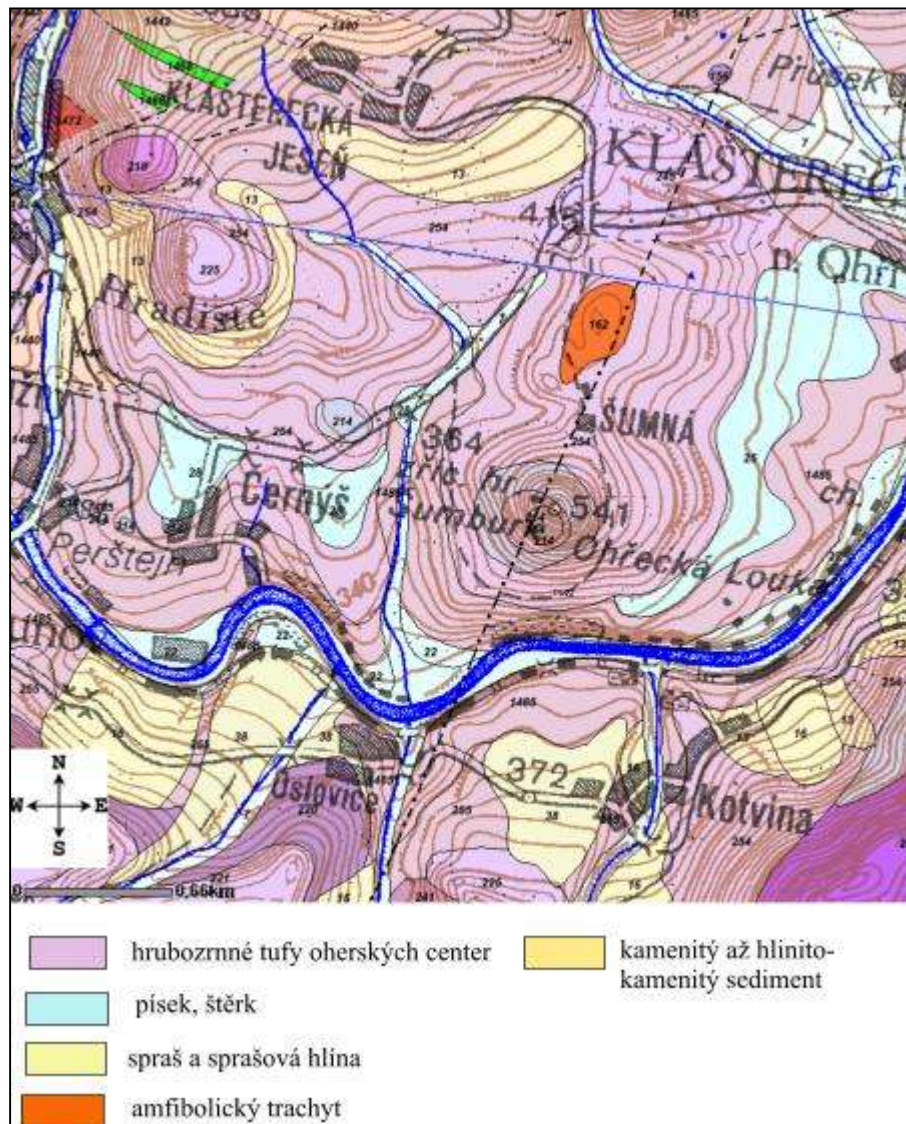


(Zdroj: www.geology.cz)

Šumná

Vrch Šumná (541 m n. m.) leží asi 3 km západně od města Klášterec nad Ohří, jedná se o zalesněný vrch tvořený převážně hrubozrnnými tufy oherských center.

Mapa 10: Geologická mapa vrchu Šumná a přilehlého okolí

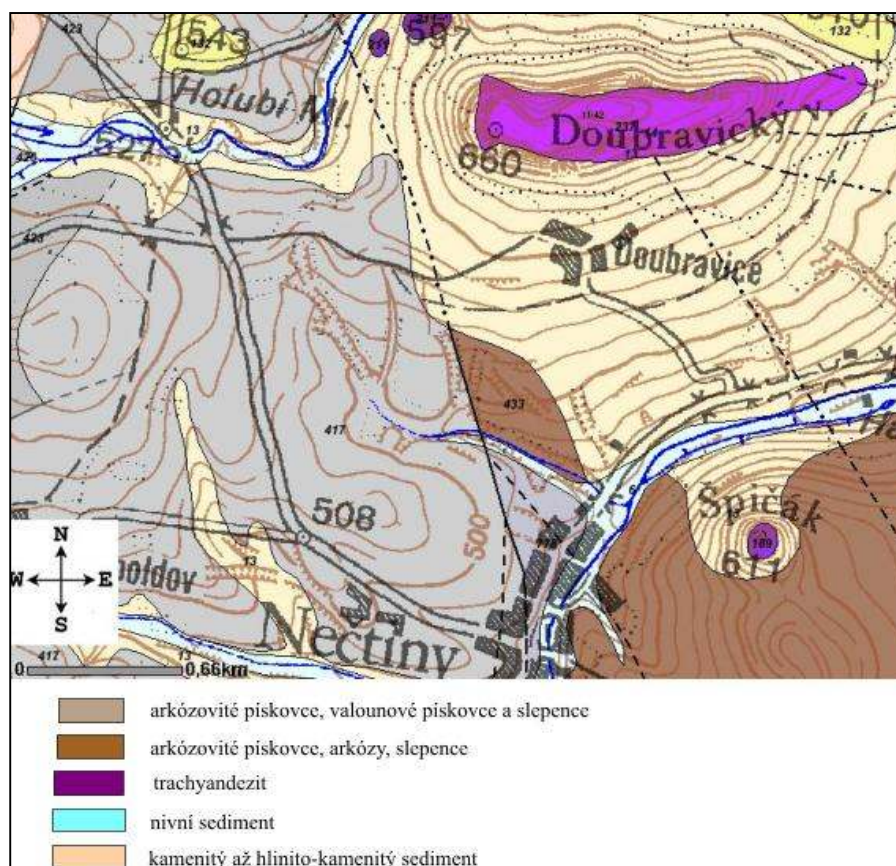


(Zdroj: www.geology.cz)

Doubravická vrch

Stolová hora Doubravického vrchu je denudačním zbytkem lávového příkrovu trachybazaltu mladotřetihorního stáří na vodorovně uložených karbonských sedimentech. Zbytky lávového příkrovu dosahují výšky cca 100-150m nad okolní povrch Manětínské kotliny. Vývoj zajímavých geomorfologických tvarů podmínila odolnost trachybazaltů, jejich téměř vodorovné uložení, dobrá svislá odlučnost a primárně vzniklý puklinový systém tohoto příkrovu. Na vrcholové plošině lze odlišit dva morfologicky výrazné zaoblené strukturní hřbety nápadné svou excentrickou polohou. Strukturní plošina tvoří dominantu zdejšího reliéfu, je lemována příkrými svahy a je členěna četnými sufózními trhlinami. Nalézá se zde 20 vzácných, výrazně vyvinutých pseudokrasových závrtů (malé mísovité prohlubně asi metr hluboké). Zvětráváním a odnosem částic na okrajích vrcholové plošiny vznikly tvary, které jsou typické pro pískovcové oblasti - skalní věže, pyramidy, skalní stěny (Zahradnický, Mackovčín 2005).

Mapa 11: Geologická mapa Doubravického vrchu a okolí.



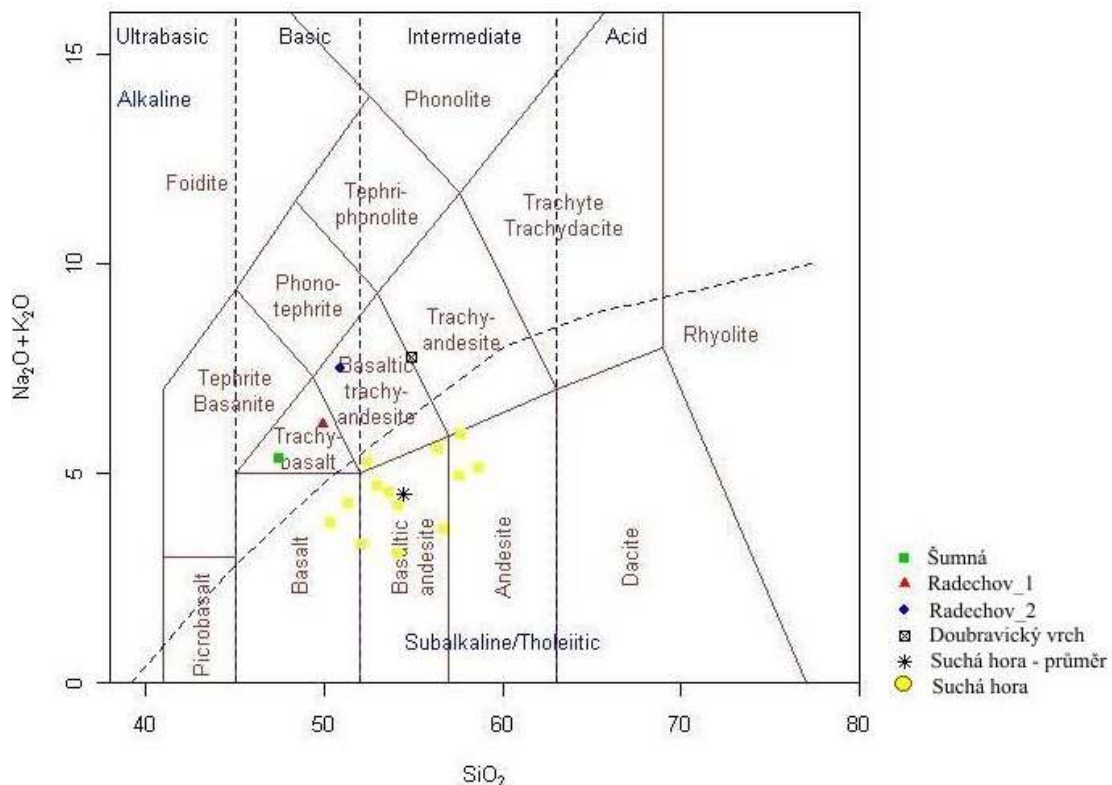
(Zdroj: www.geology.cz)

Tabulka 21: Silikátové analýzy z vybraných neovulkanitů Doupovských hor v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

	Doubravický vrch	Šumná	Radechov_1	Radechov_2	Suchá hora -průměr
SiO ₂	53,24	44,7	47,31	48,64	53,57
TiO ₂ %	1,73	3,45	2,21	1,93	0,79
Al ₂ O ₃ %	17,73	14,29	16,64	17,58	17,68
Fe ₂ O ₃ %	4,9	6,64	6,44	4,01	4,60
FeO %	2,48	4,34	2,99	4,29	3,95
MnO %	0,22	0,186	0,22	0,22	0,14
MgO %	1,84	4,47	3,94	3,55	4,54
CaO %	6,7	10,31	8,40	7,37	8,27
Na ₂ O %	4,36	3,18	4,40	5,08	2,90
K ₂ O %	3,18	1,84	1,45	2,07	1,52
P ₂ O ₅ %	0,65	0,782	0,74	0,78	0,38
H ₂ O* %	1,82	3,76	3,05	3,65	0,81
H ₂ O ⁻ %	0,88	1,17	1,59	0,22	0,77

(Data poskytl V. Rapprich z databáze ČGS)

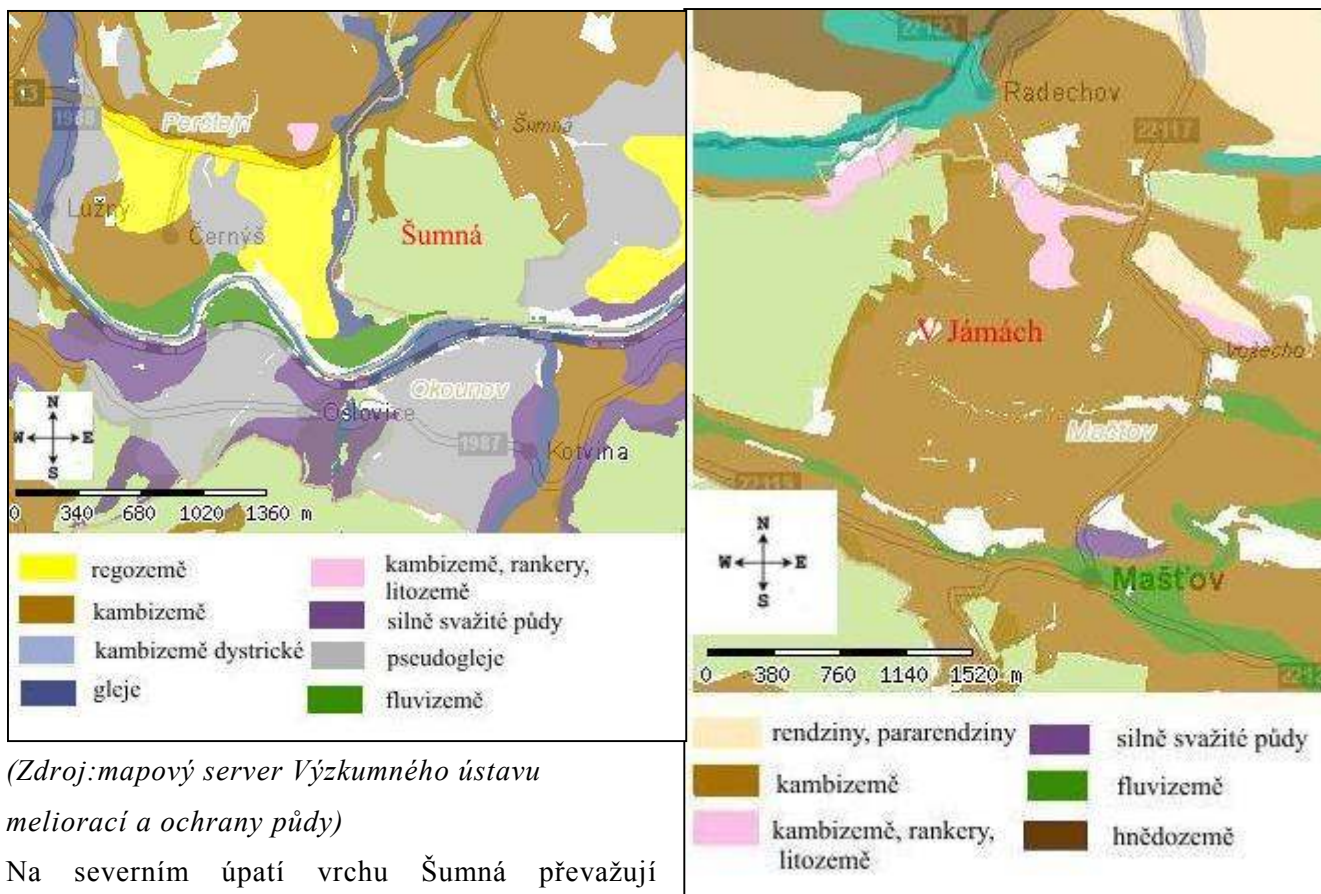
Graf 4: Chemické klasifikace a nomenklatury vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z Doupovských hor v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.



(Zdroj: Graf byl vytvořen pomocí programu Geochemical Data Toolkit 2.3)

Obecně zle z grafu vyčíst, že vybrané neovulkanity Doupovských hor obsahují zhruba podobné množství SiO_2 (vyjma lokality Šumná, která obsahuje méně SiO_2) jako neovulkanity z Kremnických vrchů. Obsahy alkálií jsou opět v porovnání se Suchou horou vyšší. Zatímco první dvě lokality (Šumná a Radechov_1) vykazují horniny trachybazaltického složení, další dvě (Radechov_2 a Doubravická hora) mají horniny typu bazaltického trachyandezitu. Přičemž horniny z Doubravické hory náleží rozhraní bazaltického trachyandezitu a trachyandezitu.

Mapa 12: Znázorňující typy půd v okolí lokality Šumná a lokality v jámách.

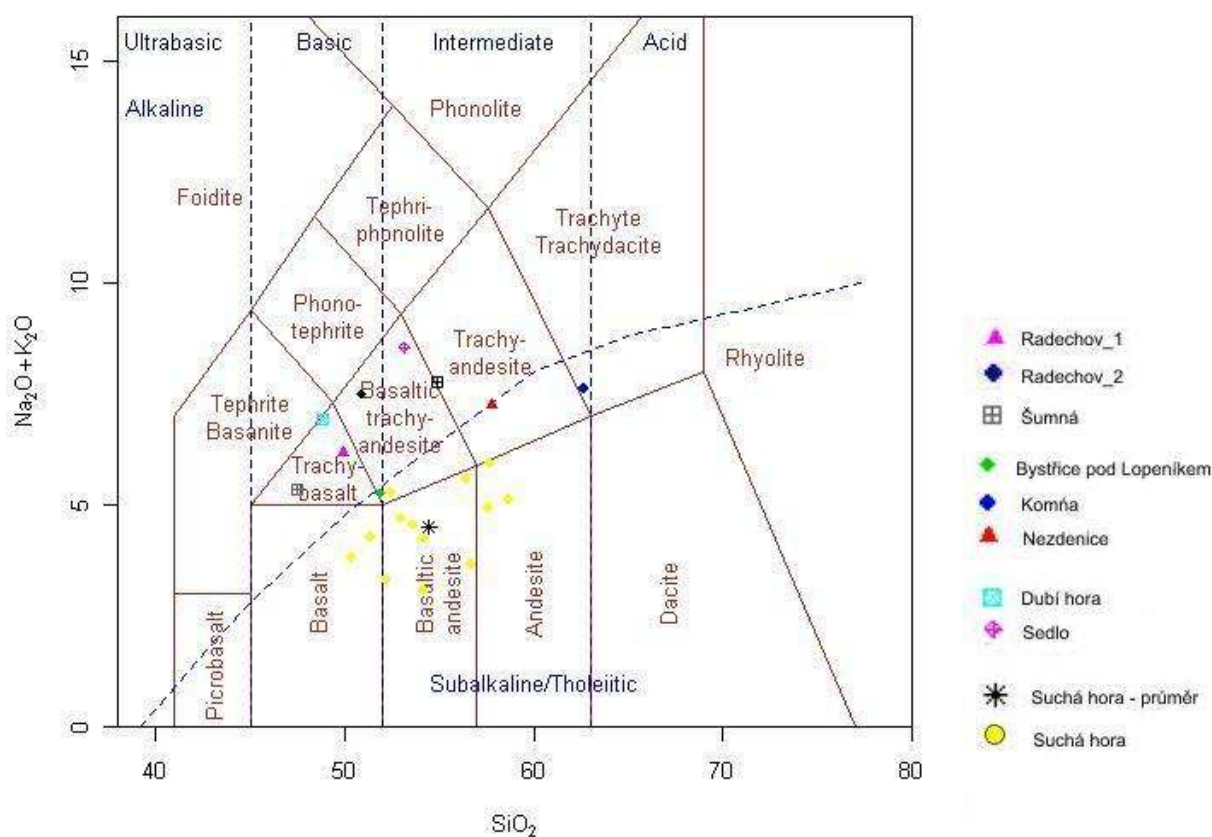


(Zdroj: mapový server Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy)

Na severním úpatí vrchu Šumná převažují kambizemě, zatímco na jižním úpatí menší výskyt fluvizemí spolu s pseudogleji, gleji a silně svažitými půdami. Západně od vrchu Šumná je výskyt glejů a regozemí. Na východní straně převažují kambizemě spolu s pseudogleji. Na lokalitě v Jámách již půdní mapa není tak pestrá, převážnou část území pokrývají kambizemě.

4.3 Souhrn potencionálního výskytu andozemí na území ČR

Graf 5: Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz z vybraných neovulkantiů pocházejících z území ČR v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.



(Zdroj: Graf byl vytvořen pomocí programu Geochemical Data Toolkit 2.3)

Ze souhrnného grafu vyplývá, že nejbližše se lokalitě Skalka na základě porovnání matečného substrátu podobá lokalita Bystřice pod Lopeníkem z okolí Uherského Brodu. Naopak nejodlišnější matečný substrát má lokalita Sedlo z Českého středohoří a lokalita Radechov_2 z Doupovských hor.

Obecně však lze říci, že jsme vybrali takové lokality, které pokrývají poměrně široké spektrum vulkanitů, aby byla predikce výskytu andozemí na našem území co možná nejkompletnější.

Z hlediska možného výskytu andozemí na těchto lokalitách bych za nejpravděpodobnější viděla právě lokalitu Bystřice pod Lopeníkem.

5 Závěr

Závěrem této práce je třeba konstatovat, že se nám nepodařilo prokázat výskyt andozemí v Česku. Naše výsledky z Velkého Roudného nesplňují potřebná kritéria pro klasifikaci andických vlastností ani podle WRBS (2006), ani podle Morfologenetického klasifikačního systému půd Slovenska (Sobocká et al., 2000). Tato práce by mohla být do diskuze na téma, zda se na našem území vyskytují andosoly přínosná tím, že navrhuje další území, které by bylo vhodné prověřit na výskyt těchto půd.

Do dnešní doby jediné místo, které bylo na výskyt andozemí prověřeno je Velký Roudný. Tato lokalita ovšem z hlediska matečného substrátu nesplňuje potřebná kritéria matečné horniny, vhodné na výskyt andosolů. Z tohoto důvodu jsme se rozhodli vytipovat takové lokality na našem území, které se svým složením přibližují andezitickým typům hornin, které jsou podle většiny odborníků vhodné na výskyt andosolů.

Jako výchozí srovnávací analýzu horniny jsme použili geochemické analýzy z vrchu Skalka na Slovensku v oblasti Kremnických vrchů, tady jsou andozemě prokázány a splňují potřebné požadavky jak podle WRBS (2006), tak podle Slovenského morfologenetického klasifikačního systému půd (Sobocká et al., 2000).

Na našem území jsme ve spolupráci s V. Rappichem z ČGS vytipovali celkem 8 oblastí, kam by se měla upřít pozornost pedologické veřejnosti, pokud by se v budoucnu měla otázka výskytu andozemí na území Česka uzavřít.

6 Seznam použité literatury

Anděl J., Bursa M., Farský I., Chvátalová A., Jeřábek M., Kunc K., Peštová J., Skokan L., Suchevič S., Velimský T., Geografie ústeckého kraje, 2000, Univerzita J.E. Purkyně v Ústí nad Labem, 151str.

Arnold R. W., 1988. The world wide distribution of Andisols and the need for an Andisol order in Soil Taxonomy. In D. I. Kinloch, S. Shoji, F.H. Beinroth and H. Eswaran (ed.) Proc. 9th Int. Soil Classif. Workso. USDA Soil Management Suport Services, Washington DC.

Balatka B.; Loučková J., 1993, Podrobné členění reliéfu Doupovských hor a přilehlého území. Sborník české geografické společnosti. 98(2). Str. 123-127

Balkovič, J., 2005. Melanic Index in Slovakian Andosols. Phytopedon (Bratislava), Vol. 4, No. 1 (2005), p. 1-7

Balkovič, J., Bartošová, M., 2003. Active aluminium, iron and silica in volcanic soils of Slovakia. Phytopedon (Bratislava), Vol. 1, No. 1 (2003), p. 42-50

Balkovič, J., Slivková, K., 2002. Phosphorus retention in volcanic soils of Slovakia. Phytopedon (Bratislava), Vol. 1 (2002), p. 78-85

Barth V., 1977. Čedičové vulkány střední části Nížkého Jeseníku. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. 22, č. 3, str. 279 –291

Barth V. 1971. Příspěvek k vulkanologii Velkého Roudného v Nížkém Jeseníku- Acta Univ. Palack., Geol. 38, 5 – 20. Olomouc.

Hauptman; Kukul ;Pošmourný (editoři), Bičík I., Budňáková M., Čermák P., Čtyrská J., Dreslerová D., Fiala P., Hauptman I., Janderková J., Jech K., Kender J., Kopp J., Kubík L., Kukul Z., Matějů L., Němec Jan, Němec Jiří, Novák P., Pošmourný K., Rejšek K., Penížek V., Petřů K., Sánka M., Sedláček J., Šefrna L., Vácha R., Vašků Z., Zimová M. 2009. Půda v České republice, Consult, 255str.

Cajz V., Rapprich V., Schnabl P., Pecskey Z., 2008. Návrh litostratigrafie neovulkanitů východočeské oblasti, Geoscience Research Report for 2008. Czech Geological Survey, Praha 2009. Str. 9-14

Cajz V., Rapprich V., Radoň M., 2005. Vulkanismus v okraji Doupovských hor – vulkanologická studie paleontologické lokality Dětaň, Zprávy o geologických výzkumech v roce 2005. str.7 -16

Cajz V. 2000. Proposal of lithostratigraphy for the České středohoří Mts. volcanics. Bulletin of Geosciences, volume 75, issue 1;7 – 16str.

Culek M., Bínová L., Buchar J., Faltys V., Gaisler J., Hrouda L., Hudec K., Jehlík V., Kirchner K., Král M., Lacina J., Ložek V., Macků J., Mladý F., Petříček V., Sedláčková M., Skuhrová M., Sofron J., Štěch M., Trávníček B., Vašátko J., Vlašín M., Wolgemuth E., 1996. Biogeografické členění České republiky, Enigma. 347str. 1 příl.

Dahlgren, R. A., Saigusa, M., and Ugolini, F. C., 2004. The nature, properties and management of soils. Adv. Agron., 82: 113–182.

Dahlgren, R., Shoji, S., Nanzyo, M., 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R., 1993: Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties and Utilization. Developments in Soil Science No 21, Elsevier, Amsterdam: p. 101-143.

David P., Dobrovolná V., Soukup V., České středohoří – západ, 2005, S&D Praha, 127str.

Demek J. (ed.) 1987. Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR, Academia Praha

Fieldes, M., and K.W. Parrott. 1966. The nature of allophane in soils. III. Rapid field and laboratory test for allophane. New Zealand J. Sci. 9: 623-629str.

Fisher R.V; Schmincke H.-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 str.

Foltýnová R. 2003. Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů severní Moravy a Slezska. – MS diplomová práce, MU Brno.

Gebhardt, H., Coleman, N. T., 1974 c: Anion absorption by allophanic tropical soils: III. Phosphate absorption. In: Tan, H. K., 1984: Andosols. Van Nostrand Reinhold Soil Series, Van Nostrand, New York: p. 237-240. in Trnková, 2007

Hibsch J. E. 1901b. Über die geologische Spezialaufnahme des Duppauer Gebirges im nordwestlichen Böhmen. Vehr. Geol. Reichsanstalt 3, 53-54

Honna; Toshimasa; Sadahiron Yamamoto; Katsuhiko Matsui. 1988. A simple procedure to determine melanic index that is useful for differentiating melanic and fulvic Andisols. *Pedologist* 32:69-78.

Houba A., 1965, 1970. Půdní typy a nižší taxonomické půdní jednotky, typologického průzkumu půd. UHÚL, Zvolen.

Holuša O., 2003. Nález andozemě v Národní přírodní památce Velký Roudný (Nízkojesenický bioregion). *Práce a studie Muzea Beskyd, Frýdek- Místek (Přírodní vědy)* č. 13, str. 221- 224

Hradecký P., 1997. The Doupov Mountains. In Vrána, S., and Štědrá V. (eds) *Geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole in Germany*. *Sbor.geol. Věd, geol* 47, 125-127.

Hraško et al., 1991. Morfologický klasifikační systém půd ČSFR in Novák P., Khel T., Vopravil J., Lagová J., 2010. Jsou v České republice andosoly?
Chlupáč I. 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 s.

IUSS Working Group WRB, 2006: World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. *World Soil Resources Reports No. 103*. FAO, Rome. s. 128.

Kanno, I., 1962: Genesis and classification of humic allophane soil in Japan. In: Tan, H. K., 1984: Andosols. Van Nostrand Reinhold Soil Series, Van Nostrand, New York: p. 18-23.

ISSS Working Group RB. 1998. *World Reference Base for Soil Resources: Introduction* (J.A. Deckers, F.O. Nachtergaele And O.C. Spaargaren, Eds.) First Edition. International Society of soil Science (ISSS), International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) and Food and Agriculture Organization of United Nations (FAO). Acco Leuven.

Kantor J., Repčok I., Durkovičová J., Eliášová K., Wiegerová A. 1984. Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podle radiometrického datování – MS Geol. Ústav D. Štúra. Bratislava

Kimble, J. M., Ping, C. L., Sumner, M. E., and Wilding, L.P., 2000. Andisols. In Sumner, M. E., ed.-in-chief, Handbook of Soil Science. New York: CRC Press, pp. E209 – E124.

Kobza J., 2008. EXKURZNÝ SPRIEVODCA, (Kremnické vrchy – pôdoznalecká exkurzia) Piate pôdoznalecké dni Sielnica, 15.–16. 10. 2008. Výskumný ústav pôdoznactva a ochrany pôdy, Bratislava

Kobza, J., 1999. Contribution Andosols of some volcanic mountains in central Slovakia. Vedecké práce VÚPOP, Proceedings 22:p 83-88.

Kočík, K., Kukla, J., Kontrišová, O., Kontriš, J., 1999: Risk elements in Andosols of the Poľana Biosfer Reserve. Ekológia, Bratislava, Vol. 18, No. 3 p 325-332.

Kopecký L., 2010. České středohoří Mts and ambient young alkaline volcanic complexes in the Ohře rift, Czech Republic: volcanology, petrology and rift evolution. ČGS, Praha. 188str. 7 příloh.

Kopecký L., 1988. Mladý vulkanismus Českého masívu. MS Archiv ČGS. Praha. (publikováno též na pokračování v periodiku Hydrometalurgie uranu v letech 1987/88)

Krystek I. 1963. Několik poznámek o průběhu vulkanické činnosti Velkého Roudného – Zpr. Slez. Úst. ČSAV, přírodní vědy, 125-B, 11-14. Opava.

Krystek I. 1955. Alkalické vyvěřeliny na jihovýchodní Moravě. – Geol. Práce, 41, 103-130. Bratislava.

Kuncová J. odb.red. 1999. Ústecko, Chráněná území ČR, svazek 1. Artedit, Praha. 350 str.

Kureková Radana, 2006. Charakteristika bazaltů, alkalických bazaltů a andezitů a jejich uplatnění v technologii asfaltobetonů. DP Masarykova Univerzita, Brno. 97str.

Lexa, J., Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Hojstričová, V. 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov. Geologická služba SR, Bratislava, 308 s.

Macdonald G. A., 1972. Volcanoes. Englewood Cliffs, NJ: Prentice - Hall.

Maeda, T., Takenaka, H., Warkentin, B. P., 1977: Physical properties of allophane soils: In Tan, H. K., 1984: Andosols. Van Nostrand Reinhold Soil Series, Van Nostrand, New York: p. 142-182.

Matějů J., 2010. Doupovské hory. Časopis Ochrana přírody 2010/4. str. 2-6

McDaniel P. A., Fosberg M. A., Falen A. L., 1993. Expression of andic spodic properties in tephra – influenced soil of northern Idaho. Geoderma 58: 79 – 94.

Nanzyo, M., Shoji, S., Dahlgren, R. A., 1993: Physical characteristics of volcanic ash soils In Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R.A., 1993: Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties and Utilization. Developments in Soil Science No. 21, Elsevier, Amsterdam: p 189-207.

Němeček J., 2002. Jednotná klasifikace půd. Rostlinná výroba, 48,2002 (7): 327 – 328

Neuhäuslová Z. et al (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České Republiky – mapová část. Academia, Praha, 1 list.

Neuhäuslová Z. et al (1998): Mapa potenciální přirozené vegetace České Republiky – textová část. Academia, Praha, 340 s.

Němeček J. et al., 2001. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU, Praha.

Němeček J., Smolíková L., Kutílek M., 1990. Pedologie a paleopedologie. Academia Praha, 550 str.

Němeček J. et al., 1967. Průzkum zemědělských půd ČSSR. 1 díl. MVVŽ, Praha.

Novák P., Khel T., Vopravil J., Lagová J., 2010. Jsou v České republice andosoly?

- Novák P., Khel T., Vopravil J., Lagová J., 2010. Do andosols Occur in the Czech Republic?. *Soil & Water Res.*, 5, 2010 (4): 161–171
- Pačes T. et al., 1979. The possibility of use of terrestrial thermal energy of dry rocks in the Czechoslovak republic. 85 str. *Archív ČGS Praha*.
- Pouba Z., Mísař Z. 1961. O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, VI, 3, 316-324str.
- Přichystal A.; Adamová M.; Krejčí O. 1995. Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994*, 12-15str.
- Přichystal A. (1974): Mineralogicko-chemické studium nerostných asociací na lokalitě Bučník (Komňa u Bojkovic). – MS, diplomová práce, UJEP Brno.
- Quitt, E., 1971. Klimatické oblasti Československa. *Academia, Studia Geographica* 16, GÚ ČSAV v Brně, 73 str.
- Rapprich, V. 2003. Succession of lava flows of Úhošť Hill in relation to the history of magma reservoir. *Geolines*, 16. 88-89.
- Shoji S., Nanzyo M., Dahigren R. A., 1993. Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Shoji S. Otowa M., 1988. Distribution and significance of Andisols in Japan, p. 13-24 in D. I. Kinloch, S Shoji, F. H. Beinroth and H. Eswaran (ed.) *Proc. 9th Int. Soil Classif. Worksp. Soil Management Support Services*, Washington DC.
- Shrbený O. 1974. The petrochemical relation of the south-Moravian neovolcanic rocks to the neighbouring volcanic area. – *Věstník ÚÚG*, 49, 275-279str.
- Simonson R. W., Rieger S., 1967. Soils of Andept suborder in Alaska. *Soil Sci. Soc. Proc.* 31: 692 - 699
- Smith G. D., 1978. The Andisol proposal – A preliminary proposal for reclassification of the Andepts and some Andic subgroups. P. 1 – 165. In M. L. Leamy. D. I. Kinloch and

R.L. Parfitt (ed.) International Committee on Andisols – Final report. USDA Soil. Manag. Supp. Serv. Tech. Monogr. 20

Smolíková L., 1988. Pedologie I. Vydavatelství UK, Praha, 129 str.

Sobocká et al., 2000. Morfológický klasifikačný systém pôd Slovenska- Bazálana referenčná taxonómia. Výskumný ústav pôdnoznalectva a ochrany pôd, Bratislava: 76pp.

Soil Survey Staff. 1990. Keys to Soil Taxonomy. 4th Ěd. Soil Manag. Supp. Serv. Tech. Monogr. 6. Virginia State University, Blacksburg, VA.

Soil Survey Staff, 1988: Keys to Soil Taxonomy- 8th edition. USDA/NRCS, Washington, D.C.: 326pp. in Trnková, 2007

Stejskal J., 1958. Zemědělská geologie. ĀZV – SZN PRAHA 460str.

Syrovátková L., 2009. Návrat epifytických lišejníku na území Doupovských hor po snížení znečištění ovzduší, DP, PĚF UK, katedra botaniky, Praha, 75str.

Šály, R., 2002. Phosphorus fractions in Andosols of the Western Carpathians. Phytopedon (Bratislava), Vol. 1 2002/1, p. 1-6.

Šály, R., 2000: Pôdy chránenej krajinej oblasti – biosférickej rezervácie Poľana. VÚPOP, UKE SAV, Zvolen-Bratislava, 44pp.

Šály, R., 1985: Exurzny srpievodca- II. Āasť. VI ěeskoslovenská pôdnoznalecká konferencia. Nitra: p. 1-7.

Šály, R., Mihálik, A., 1977. Andosólové pôdy Západných Karpát. In: Proceedings of the symposium: Soil as a site factor for forests of the temperate and cool zones. Vol. I. Zvolen: p. 185-192.

Šály, R., Mihálik, A., 1971. Výskyt alofánu a možnosti jeho určenia v niektorých pôdach Stredného Slovenska. Mineralica Slovaca, 3, 10: p. 135-210.

Šály, R., Mihálik, A., 1970. Tonminerale in Waldboden der Slowakei. Zeitschrift fur Pflanzenernahrung und Bodenkunde. 127. Band, Heft 3: p. 200- 210.

Šťastná P., 2007. Geomorfologické poměry vybraných vrcholů Nízkého Jeseníku. Univerzita Palackého v Olomouci, 92str.

Tomášek M., 2007. Půdy České republiky. Vydavatelství ČGS, Praha, 68 str., 41 příloh.

Tomášek M., 1967. Půdy na zvětralinách čedičů a čedičových pyroklastik na území Čech. Kandidátská disertační práce, Ústřední výzkumný ústav rostlinné výroby v Praze – Ruzyni, Praha, 230 str.

Trnková Monika, 2007. Andické pôdne vlastnosti a klasifikácia andozemných pôd vybranej časti Kremnických vrchov. Bakalárska práca, Univerzita Komenského v Bratislavě.

Ulrych J.; Pivec E. 1997. Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. Chem. Erde, 57: 311-336str.

Van Olphen, H., 1971: Amorphous clay materials. Science, 171: p.90-91 in Trnková, 2007. Andické pôdne vlastnosti a klasifikácia andozemných pôd vybranej časti Kremnických vrchov. BP, Bratislava.

Vocilka M. (1987): Geologické poměry čedičového proudu Chřibského lesa u Slezské Harty. – Sborník GPO, 32, 81-88.

Voženílek V., Sedláčková M., Slouka L., Kostkan V. 2002. Národní parky a chráněné krajinné oblasti ČR, Univerzita Palackého v Olomouci, 156 str.

Wada, K., 1989: Allophane and imogolite, In: Doxon, J. B., Weed, S. B., (eds.): Minerals in soil environment. 2th ed. Soil Sci, Soc. Amer. No. 1: p. 1051-1087.

Wada K., 1986. Ando soils in Japan. Kyushu University Press, Fukuoka, Japan

Wada, K., 1985. The distinctive properties of andosols. Adv. Soil Sci., 2: 173–229. in Trnková, 2007

Wada K., 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. P. 87-108

Wada, S. I., Eto, A., Wada, K., 1979: Synthetic allophane and imogolite. J. Soil Sci., 30: p 347-355.

Zahradnický J., Mackovčín P. a kol. 2005. Plzeňsko a Karlovarsko. In: Mackovčín P. a Sedláček M.(eds.): Chráněná území ČR, svazek XI. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha 284 str.

Internetové zdroje:

Americké ministerstvo zemědělství

<http://soils.usda.gov/technical/classification/taxonomy/> 12. 2. 2011

Soil Survey Laboratory Methods Manual 1996

ftp://ftp-fc.sc.egov.usda.gov/NSSC/Lab_Methods_Manual/ssir42.pdf 25.4. 2011

Česká akademie zemědělských věd

http://www.cazv.cz/2003/2002/rv7_02/nemecek.pdf, 29. 8. 2010

Cvičení Agronomické využití odpadů

<http://kavr.agrobiologie.cz/cvici/cvici.html>, 14. 3. 2011

Česká geologická služba (www.geology.cz)

Lokalizační aplikace, verze 2.0 -

<http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/index.php>

Databáze významných geologických lokalit

www.lokality.geology.cz

Geologický informační server

<http://www.gweb.cz/> 20. 8. 2010

Geologický vývoj České republiky, SÚRAO Praha

Kachlík V., v el. verzi PDF formát na adrese:

<http://prfdec.natur.cuni.cz/IGP/staff/kachlik/reggeol.pdf>

Gregerová (2004) Silikátová analýza hornin z Velkého Roudného

<http://pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/Bilcice/tabulka1.htm>

Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR

[http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/CEFFC9BDDD360E2EC1256FAF0040EEF6/\\$file/indikatory_el.pdf](http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/CEFFC9BDDD360E2EC1256FAF0040EEF6/$file/indikatory_el.pdf), 14. 3. 2011

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, zemědělská fakulta

<http://home.zf.jcu.cz>, 19.3 2011

http://home.zf.jcu.cz/public/departments/kpu/vyuka/pu/skripta_geologie/web-prednasky/zs/predn-11_zs.pdf, 20.3 2011

Mapový server Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy

http://ms.sowacgis.cz/mapserv/dhtml_zchbpej/index.php?project=dhtml_zchbpej&layers=kraj

Ministerstvo životního prostředí

<http://www.ceskestredohori.ochranaprirody.cz>, 28. 1. 2011

Ochrana přírody a krajiny v České republice

http://www.cittadella.cz/europarc/index.php?p=index&site=NPP_velky_roudny_cz, 28. 1. 2011

<http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/>

World reference base for soil resources 2006

<http://www.fao.org>, 10.2 2011

Použitý software:

GCDkit 2.3 for R 2.7.0

Xara Xtreme 3.2

7 Seznam obrázků, grafů, map a tabulek

Obrázek 1: *Cirkumpacifický pás.*

Obrázek 2: *Struktury terciérního vulkanismu v Českém masivu.*

Obrázek 3: *Stratigrafické členění ČS.*

Obrázek 4: *Stratigrafické schéma DVC a ČS.*

Obrázek 5: *Profil andozemí na lokalitě Skalka (Kremnické vrchy).*

Obrázek 6: *Půdní profil na Velkém Roudném.*

Obrázek 7: *Schématický půdní profil na lokalitě Velký Roudný.*

Obrázek 8: *Fotografie půdní sondy vykopané na Velkém Roudném.*

Graf 1: *Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z Velkého Roudného, v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.*

Graf 2: *Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňuje výsledky silikátových analýz neovulkanitů pocházejících z okolí Uherského Brodu v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.*

Graf 3: *Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkantiů pocházejících z Českého středohoří v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku.*

Graf 4: *Chemické klasifikace a nomenklatury vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz neovulkantiů pocházejících z Doupovských hor v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku*

Graf 5: *Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986) znázorňující výsledky silikátových analýz z vybraných neovulkantiů pocházejících z území ČR v porovnání se silikátovou analýzou z lokality Suchá hora na Slovensku*

Mapa 1: *Vlevo poloha vrchu Skalka (Suché hory) v rámci Slovenské republiky, na obrázku vpravo je geologická mapa části Kremnických vrchů – červeně znázorněna je oblast Skalky – Suché hory.*

Mapa 2: *Přibližné geografické umístění neovulkanitů v okolí Uherského Brodu.*

Mapa 3: Geologická mapa znázorňuje hlavní výskyty neovulkanitů v okolí obce Nezdenice, včetně dle Přichystala (1995) největší výskytu neovulkanitů na Uherskobrodsku, ležícího jižně od Nezdenic.

Mapa 4: Geologická mapa znázorňující potenciální výskyt andozemí v okolí Uherskobrodsku.

Mapa 5: Mapa znázorňuje typy půd na vybraných neovulkanitech Uherskobrodsku (Nezdenice, Komňa, Bystřice pod Lopeníkem).

Mapa 6 : Geologická mapa lokality Dubí hora a jejího okolí.

Mapa 7 : Geologická mapa lokality Sedlo a okolí.

Mapa 8 : Znázorňující typy půd v okolí lokality Dubí hora.

Mapa 9 : Geologická mapa lokality Radechov – V jámách.

Mapa 10 : Geologická mapa vrchu Šumná a přilehlého okolí.

Mapa 11 : Geologická mapa Doubravického vrchu a okolí.

Mapa 12 : Znázorňující typy půd v okolí lokality Šumná a lokality v jámách.

Tabulka 1: Dělení typů magmatu na základě chemického složení

Tabulka 2: Základní údaje CHKO ČS

Tabulka 3: Charakteristika NPP Velký Roudný

Tabulka 4: DVC a ČS porovnání

Tabulka 8: Charakteristika území, na kterých byl prokázán výskyt andozemí na Slovensku (oblast Kremnických vrchů)

Tabulka 9: Základní popis půdních profilů na Velkém Roudném.

Tabulka 10: Porovnání zrnitostního rozboru vlastního šetření a výsledků Nováka et al. (2010).

Tabulka 11: Porovnání kritérií pro půdní reakce zemědělských a lesních půd.

Tabulka 12: Porovnání hodnot pH/KCl mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

Tabulka 13: Klasifikace celkové sorpční kapacity.

Tabulka 14: Porovnání celkové sorpční kapacity mezi vlastním šetřením, prací Nováka et al. (2010).

Tabulka 15: Porovnání obsahu výměnných bází mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

Tabulka 16: Kritéria nasycení sorpčního komplexu.

Tabulka 17: Porovnání nasycenosti sorpčního komplexu mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

Tabulka 18: Porovnání výměnného H^+ mezi vlastním šetřením a prací Nováka et al. (2010).

Tabulka 19: Silikátové analýzy z vybraných uherskobrodských neovulkanitů v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

Tabulka 20 : Silikátové analýzy z vybraných neovulkanitů Českého středohoří v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

Tabulka 21: Silikátové analýzy z vybraných neovulkanitů Doupovských hor v porovnání se zprůměrovanými hodnotami silikátové analýzy z lokality Skalka (Suchá hora).

8 Přílohy

Popis půdního profilu, Kobza (2008): lokalita Kremnické vrchy – Skalka (Suchá hora)

Profil 1

Ool 2–0 cm	
Au 1 0–13 cm	10YR 2 / 1 za vlhka, kyprý, drobtovitý, písčito-hlinitý (sp), slabě kamenitý, výrazně prokořenění, přechod zřetelný zvlněný
Au 2 13–30 cm	10YR 2 / 2 za vlhka, kyprý, drobtovitý, tixotropní, písčito-hlinitý (sp), slabě kamenitý, dobře prokořenění, přechod postupný přes A / B horizont
A/B 30–45 cm	10YR 3 / 2 za vlhka, kyprý, drobtovitý, písčito-hlinitý (sp), tixotropní, středně prokořenění, slabě kamenitý, přechod postupný
Bvn 45–75 cm	10YR 3 / 3 za vlhka, kyprý, tixotropní, drobtovitý až hrudkovitý, písčito-hlinitý (sp), výrazně kamenitý v hloubce pod 50 cm, středně prokořenění, difúzní přechod přes B / C horizont
B/C > 75 cm	10YR 3/4 za vlhka, kyprý, hrudkovitý, písčito-hlinitý (sp), silně kamenitý, slabě prokořeněný

Výsledky půdního profilu podle Kobzy (2008): lokalita Kremnické vrchy – Skalka (Suchá hora)

Základná analytická charakteristika pôdneho profilu 1			
Horizont + Hĺbka odberu vzorky (cm)	Au 5-10	Bvn 60-70	B/C 100-110
pH/H ₂ O	4,3	4,5	4,6
pH/KCl	4,0	4,3	4,5
Δ pH	0,3	0,2	0,1
Corg. (%)	12,7	7,8	5,9
Nt (%)	0,92	-	-
C/N	13,8	-	-
HK/FK	0,38	0,35	0,32
Q _o ⁴	6,36	6,62	6,40
Fe _o (%)	1,01	1,01	1,14
Fe _d (%)	1,81	1,69	1,94
Al _o (%)	3,15	2,02	3,02
Al _d (%)	2,73	2,07	3,02
Al _o +1/2 Fe _o (%)	3,65	2,52	3,59
Melanický index (%)	2,63	2,24	2,31
P (Egner) mg.kg ⁻¹	2,8	1,0	1,5
K (Schatch.) mg.kg ⁻¹	85,0	28,0	20,0
c _d (g.cm ⁻³)	0,42	0,65	0,82
Zrnitosť (%):			
< 0,002 mm	10,72	4,48	5,92
0,002-0,05 mm	29,72	29,97	25,12
0,05-2 mm	59,56	65,55	68,96

Popis půdního profilu z lokality Skalka, Balkovič (2002) in Trnková 2007

Ool 4-0 cm	
Au1 0-10 cm	10YR 2 / 1, vlhký, kyprý, slabě plastický, drobtovitý, písčito-hlinitý (sp), středně kamenitý, výrazně prokořeněný
Au2 10-41 cm	10YR 2 / 2, vlhký, kyprý, slabě plastický, drobtovitý, písčita-hlinitý (sp), středně kamenitý, výrazně prokořeněný, postupný přechod přes A / B horizont s rovnou hranicí
A/B 41 -50 cm	10YR 3 / 2, vlhký, kyprý, slabě plastický, drobtovitý, hlinito-písčitý (lh), slabě kamenitý, středně prokořeněný
Bvn 50-100 cm	10YR 3 / 3, vlhký, středně hrudkovitý, středně plastický, kyprý, hlinito-písčitý (lh), do 55 cm středně prokořeněný, středně kamenitý, difúzní přechod přes B / C horizont se zvlněnou hranicí
B/C >100 cm	10YR 3 / 4, vlhký, středně hrudkovitý, středně plastický, hlinito- písčitý (lh) silně kamenitý, do 110 cm slabě prokořeněný

Výsledky chemické analýzy z půdních vzorků odebraných na lokalitě Skalka (Balkovič, 2002)

Horizont	A1	A2	Bvn
Hloubka (cm)			
Barva (za vlhka)	10YR2/1	10YR2/2	10YR3/3
MI	2,26	2,13	2,33
Corg (%)	16,2	6,3	5,85
Al _o + ½ Fe _o (%)	2,94	3,9	2,82
Pret (%)	96,17	99,78	99,82
pH (NaF)	9,75	11,12	11,22
SiO (%)	0,51	0,96	1,53
Dbr (g/cm ³)	0,31	0,34	0,37
Dbn (g/cm ³)	0,68	0,76	0,79

Vysvětlivky: MI - melanický index, Corg – obsah organického uhlíku, Alo, Feo, Sio – obsah oxalátového hliníku, železa a křemíku, Pret – retence fosforu, pHNaF – výměnná alkalinita v 1N NaF, Dbr – redukováná objemová hmotnost, Dbn – neredukovaná objemová hmotnost.

vzorek	1	2	3
hloubka (cm)	1-7	15-20	30-50
půdní horizont	Of+Oh	Aa	Bva
skelet (%)	-	-	40
zrnitost IV(%)	-	-	49,9
zrnitost III (%)	-	-	6,3
zrnitost II (%)	-	-	31,3
zrnitost I (%)	-	-	11,7
zrnitost FJ (%)	-	-	0,8
pH (H ₂ O)	4,47	4,54	5,43
pH (KCl)	3,7	3,82	4,35
titr. vým. kysel. (mval.kg ⁻¹)	29,8	79,5	11,1
H ⁺ výměn. (mval.kg ⁻¹)	5,6	2,4	1
Al ³⁺ (mval.kg ⁻¹)	24,2	77,2	10,1
CaCO ₃ (%)	-	-	-
ztráta žiháním (%)	65,4	34,9	18,6
Co _x (%)	25,12	12,24	5,56
humus (%)	43,31	21,09	9,58
Co _x /Nc	16,1	13,6	11,5
N celk. (%)	1,557	0,897	0,482
VK - Ca ²⁺ (mval.kg ⁻¹)	206,1	57,9	95,9
VK	42,26	14,96	25,48
VK	16,44	4,21	2,22
VK	1,29	0,99	1,46
S - hodnota (mval.100g ⁻¹)	32,4	0,1	24,8
T - hodnota (mval.100g ⁻¹)	108,7	61,7	49,2
V - hodnota (%)	29,8	0,2	50,4
PŽ - P ₂ O ₅ (mg.kg ⁻¹)	488	1500	1659
PŽ - K ₂ O (mg.kg ⁻¹)	463	118	49
PŽ - CaO (mg.kg ⁻¹)	4171	2256	3646
PŽ - MgO(mg.kg ⁻¹)	623	261	467
CŽ - Fe ₂ O ₅ (%)	3,34	7,64	7,23
CŽ - Al ₂ O ₅ (%)	2,62	5,87	7,25
CŽ - MnO (%)	0,068	0,094	0,105
CŽ - CaO (%)	0,35	2,14	2,44
CŽ - MgO (%)	0,77	1,58	1,82
CŽ - K ₂ O (%)	0,136	0,122	0,119
CŽ - P ₂ O ₅ (%)	0,246	0,424	0,747
SO ₃	0,531	0,357	0,191

Rozbor odebraných půdních vzorků z lokality Velký Roudný (podle Holuša, 2003)

Analýza hornin z Kremnických vrchů – Suchá hora (Lexa J. et al 2008)

form./komplex	formace Vlčího vrchu - Suchá hora													
vzorek	VV-13	VV-15	VV-16	VV-17	VV-18	VV-19	VV-20	VV-21	VV-22	VV-23	VV-24	VV-25	VV-27	průměr
SiO ₂	57,20	53,91	51,43	47,86	50,74	51,70	55,74	52,54	50,95	53,32	57,10	55,74	58,12	53,57
TiO ₂	0,58	0,79	0,84	0,79	0,63	0,91	0,78	0,92	0,83	1,04	0,75	0,71	0,72	0,79
Al ₂ O ₃	16,89	18,56	16,68	18,12	17,44	19,14	18,23	19,17	17,14	17,91	18,71	14,72	17,10	17,68
Fe ₂ O ₃	4,20	4,30	6,15	6,88	4,11	5,04	4,60	4,19	5,64	3,27	4,72	3,39	3,33	4,60
FeO	3,45	4,47	3,98	3,39	5,00	3,56	3,07	4,69	3,10	5,94	2,56	4,83	3,27	3,95
MnO	0,10	0,13	0,13	0,15	0,11	0,12	0,15	0,16	0,16	0,18	0,14	0,14	0,14	0,14
MgO	4,02	3,93	5,52	5,45	6,02	3,45	3,42	4,28	4,71	4,89	2,69	6,32	4,31	4,54
CaO	7,62	8,75	10,09	9,20	10,19	9,01	6,81	8,18	8,27	8,02	6,02	8,69	6,66	8,27
Na ₂ O	2,72	2,65	2,07	2,79	2,67	3,17	3,64	3,28	2,25	3,20	3,69	2,46	3,17	2,90
K ₂ O	2,16	1,56	1,20	0,88	1,54	2,02	1,86	1,39	0,63	1,30	2,18	1,15	1,89	1,52
P ₂ O ₅	0,38	0,48	0,46	0,32	0,34	0,37	0,46	0,43	0,32	0,38	0,43	0,20	0,32	0,38
celk. S														
H ₂ O + str.žih.	0,54	0,24	0,44	1,92	0,39	0,46	0,48	0,42	3,79	0,26	0,44	0,60	0,51	0,81
H ₂ O -	0,44	0,10	0,93	2,07	0,66	0,96	0,42	0,16	2,53	0,21	0,51	0,64	0,32	0,77
suma	100,30	99,87	99,92	99,82	99,84	99,91	99,66	99,81	100,32	99,92	99,94	99,59	99,86	

Výsledky půdního rozboru z lokality Velká Roudná (Novák et al., 2010)

Depth (cm)	Horizont	pH/KCl	pH/H ₂ O	C _{ox}	FK	HK	HL	FK/HK	Q 4/6	H ⁺ ex		CEC
										(mmol ⁺ /100 g)		
+4-0	O	3.73	4.26	21.28	4.99	1.80	10.52	2.77	7.7	86.0	90.40	
0-12	Aa1	3.56	4.40	14.51	5.90	2.09	6.99	2.82	7.6	50.0	47.66	
12-45	Aa2	4.11	5.06	5.82	3.33	1.01	3.48	3.29	7.1	47.6	38.95	
45-65	ABa	4.74	5.73	3.93	2.43	0.69	2.26	3.52	7.0	30.8	30.01	
> 65	B/C	4.86	5.91	2.19	2.02	0.57	1.08	3.54	7.0	25.0	30.85	
		base saturation (mmol ⁺ /100 g)	saturation (%)	ECEC (mmol ⁺ /100 g)	N total (%)	C/N	Fe _{ox}	Al _{ox}	Fe coffin (%)	< 0.002 mm	< 0.01 mm	
+4-0	O	< 3.0	< 10	15.16	1.58	13.46	-	-	-	-	-	
0-12	Aa1	< 3.0	< 10	14.04	0.91	15.94	0.66	1.36	0.76	8.6	23.5	
12-45	Aa2	< 3.0	< 10	12.40	0.35	16.62	0.59	1.51	0.72	6.9	20.3	
45-65	ABa	< 3.0	< 10	11.86	0.24	16.37	0.34	1.64	0.62	5.0	26.1	
> 65	B/C	< 3.0	< 10	9.40	0.13	16.84	0.30	1.72	0.55	4.8	30.0	
		0.01-0.05 mm	0.05-0.25 cm	0.25-2.0 mm	PO ₄ ²⁻ retention (%)	moisture (% vol.)	porosity tot.	max capillar water content (%)		bulk density (g/cm ³)		
+4-0	O	-	-	-	-	-	-	-		-		
0-12	Aa1	47.1	28.4	1.0	60.0	26.66	75.98	32.40		0.54		
12-45	Aa2	36.4	40.4	2.9	60.5	30.51	67.15	33.72		0.84		
45-65	ABa	46.6	18.5	8.8	72.6	-	-	-		-		
> 65	B/C	43.7	20.3	6.0	70.0	-	-	-		-		