

Mendelova univerzita v Brně

Lesnická a dřevařská fakulta

Ústav geologie a pedologie

Problematika zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd a možnostem lesnictví
v rozdílných klimatických pásech Asie

Bakalářská práce

2015/2016

David Krejčír

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem práci: Problematika zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd a možnostem lesnictví v rozdílných klimatických pásech Asie zpracoval samostatně a veškeré použité prameny a informace uvádím v seznamu použité literatury. Souhlasím, aby moje práce byla zveřejněna v souladu s § 47b Zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách ve znění pozdějších předpisů a v souladu s platnou Směrnicí o zveřejňování vysokoškolských závěrečných prací.

Jsem si vědom, že se na moji práci vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., autorský zákon, a že Mendelova univerzita v Brně má právo na uzavření licenční smlouvy a užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1 autorského zákona.

Dále se zavazuji, že před sepsáním licenční smlouvy o využití díla jinou osobou (subjektem) si vyžádám písemné stanovisko univerzity, že předmětná licenční smlouva není v rozporu s oprávněnými zájmy univerzity a zavazuji se uhradit případný příspěvek na úhradu nákladů spojených se vznikem díla, a to až do jejich skutečné výše.

V Brně, dne 26. 4. 2016

Podpis studenta:

Poděkování

Především bych rád hluboce poděkoval doc. Mgr. Jindřichovi Kynickému Ph.D. za odborné vedení práce, ochotu při poskytování materiálních a duchovních zdrojů, dodání odvahy, motivace a znalostí při teoretickém i praktickém studiu komplexních geologických znalostí v rámci expedicích Mongolia 2013, Čína 2015, atd., dále Ing. Martinovi Brtnickému za podporu, oporu a vedení, členům expedice Ing. Davidovi Juříčkovi, Prof. Anthonyemu W. Jonesovi, který poskytoval odborné rady a připomínky v terénu při expedici Mongolia, Songovi WenLeiovi za cenné rady při expedici v Číně, Václavovi Pecinovi za značnou oporu a pomoc všude ve světě, Jakubovi Horákovi, Zdeňkovi Galbovi, Tomášovi Svobodovi za velkou podporu a oporu a v neposlední řadě patří obrovské díky rodině a všem přátelům.

Abstrakt

Cílem této bakalářské práce je podat ucelený pohled na obecnou problematiku zvětrávání hornin v návaznosti na vývoj půd v tropickém, subtropickém, temperátním, niválním klimatu a možnostem lesnictví jakožto i o jejich aktuálních problémech v rozdílných klimatických oblastech na příkladu problematiky v Asii.

Výsledkem není jenom čistá rešerše shrnující komplexní problematiku zvětrávání s vývojem půd, nýbrž i její implementace do jednotlivých oblastí s praktickým překryvem autorových pozorování od severu až na jih Asie. Od tundry a boreálních lesů Sibíře až k rovníku a zdejšími tropickým pralesním ekosystémům. Čtenář si tak může udělat jasný přehled o změnách ve vegetaci, typech zvětrávání, vývoji půd a jejich vzájemným vztahem v lokálním i globálním měřítku a to i o vztazích a rozdílech vlivu klimatu a eroze na očividné hlavní rozdíly mezi jednotlivými klimatickými pásy a procesy v nich probíhajícími. Předkládaná bakalářská práce je tak zaměřena na vývoj eroze, degradaci krajiny vlivem antropogenních a přírodních aktivit a aktuální problémy lesnictví na Sibíři, v Mongolsku a v Číně.

Klíčová slova: zvětrávání hornin, eroze, vývoj půd, lesnictví, degradace, tropický pás, subtropický pás, mírný pás, polární pás, klima, Sibíř, Mongolsko, Čína

Abstract

The bachelor thesis' objective is to give a comprehensive view of rock weathering issues in relation to soil development in tropical, subtropical, temperate, cold climate and forestry options in the different climatic areas in Asia. The result is not only pure background research composed of comprehensive summary of weathering issues with pedogenesis, but its implementation to particular areas covered by the author's practical observation from the north to the south of Asia, more specifically from the tundra and the boreal coniferous forest of Siberia up to the equatorial and its local tropical rainforest ecosystems.

The reader will not only get a clear overview of changes in vegetation, weathering types and their mutual relation in local and global scale, but will also gain understanding of main climate and erosion impacts on different climatic zones and their processes. This bachelor thesis focuses on erosion development, degradation of landscape by influence of anthropogenic and natural activities, and actual forestry issues in Siberia, Mongolia and in China.

Key words: rock weathering, erosion, soil development, forestry, degradation, tropical belt, subtropical belt, temperate belt, arctic belt, climate, Siberia, Mongolia, China

„Okó vidí daleko, rozum ještě dál.“

Staré mongolské přísloví

Obsah

1 ÚVOD.....	9
2 ÚVOD DO PROBLEMATIKY HORNIN	10
2.1 Systém a klasifikace hornin	10
2.1.1 Horniny vyvřelé čili magmatické	11
2.1.2 Horniny usazené čili sedimentární	16
2.1.3 Horniny přeměněné čili metamorfované	24
2.1.4 Základní přeměny nerostů	26
2.1.5 Shrnutí problematiky zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd	27
3 EXOGENNÍ DYNAMIKA	30
3.1 Typy zvětrávání	31
3.2 Zvětrávání ve vztahu ke klimatickým podmínkám.....	38
3.2.1 Zvětrávací typy.....	41
4 PŮDY, PŮDOTVORNÉ FAKTORY A VÝVOJ PŮD	45
4.2 Organická hmota v půdě	46
4.2.1 Průměrné zastoupení organické hmoty v jednotlivých vegetačních zónách.....	47
4.3 Dynamika a roztrídění nejrozšířenějších typů půd do jednotlivých klimatických zón	47
4.3.1 Přehled hlavních půdních skupin dle FAO – UNESCO	54
4.4 Eroze a degradace půd	55
5 MATERIÁL A METODIKA	58
6. VÝSLEDKY A DISKUZE.....	59
6.1 Asie - úvod.....	59
6.2 Klima Asie	59
6.3 Lesnatost Asie.....	60
6.4 Vyhodnocení situace zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd v rozdílných klimatických pásech Asie	61
6.4.1 Sibiř	63
6.4.2 Klima a reliéf Sibiře	64
6.4.3 Vyhodnocení průběhu zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v oblasti Bajkalu.....	64
6.4.4 Lesnatost.....	65
6.4.5 Charakter krajiny	65
6.4.6 Dominantní dřeviny.....	66
6.4.7 Aktuální problémy lesnictví Sibiře	66
6.5 Mongolsko	67
6.5.1 Klima a reliéf Mongolska.....	67
6.5.2 Průběh zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v oblasti Khentii	67

6.5.3 Průběh zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v poušti Gobi	69
6.5.4 Lesnatost.....	69
6.5.5 Charakter krajiny.....	71
6.5.6 Dominantní dřeviny.....	72
6.5.7 Aktuální problémy mongolského lesnictví	72
6.6 Čína.....	73
6.6.1 Klima a reliéf Číny.....	73
6.6.2 Průběh zvětrávání v jižních částech Číny	74
6.6.3 Lesnatost.....	75
6.6.4 Dominantní dřeviny.....	78
6.6.5 Aktuální problémy čínského lesnictví.....	79
6.7 Desertifikace	80
7 ZÁVĚR.....	82
8 SUMMARY	84
9 LITERATURA	86
10 SEZNAM OBRÁZKŮ	93

1 ÚVOD

Bakalářská práce s názvem „Problematika zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd a možnostem lesnictví v rozdílných klimatických páslech Asie“ mi byla zadána v červnu roku 2014 na Ústavu geologie a pedologie, Lesnické a dřevařské fakulty, Mendelovy univerzity v Brně. Jedná se o primárně rešeršní práci, jež zahrnuje multidisciplinární poznatky a vlastní pozorování z reprezentativních oblastí jednotlivých klimatických pásů.

Cílem této práce bylo nastudování stovek literárních zdrojů a po jejich vyčerpávajícím studiu a vypsání všech relevantních informací i sestrojení/vypracování literární rešerše, jež si klade za cíl čtenáře seznámit s úvodem do problematiky hornin, jejich zvětrávání, vývoje půd a rozložení lesních ekosystémů dle typu klimatu spojené s aktuální problematikou. Práce začíná obecným úvodem do problematiky petrologie zahrnující rezistence hornin vůči exogenním procesům dle chemismu a petrografických staveb ve vztahu k následné pedogenezi. Další kapitolou je samotná exogenní dynamika, jež je propojena úzkou vazbou s vývojem půd přímo korelující s vegetačním pokryvem a to vše v úzké vazbě ke klimatickým pásům Asie. Práce zahrnuje popis reprezentativních oblastí Sibiře, Mongolska a Číny (jež autor osobně navštívil a podrobil pilotnímu studiu) obsahující základní data o zemi, průběh zvětrávání dle klimatických pásů, informace o lesnatosti, o skladbě dominantních dřevinných druhů a aktuálních problémech v lesnictví.

Odlesňováním v Asii dochází (stejně jako po celém světě) k nenávratným disturbancím v krajině, které mají za následek zvýšení aktivity erozních faktorů, jež mohou způsobovat úbytek a degradaci lesních ekosystémů. Práce je majoritně zaměřena na oblasti tropů a subtropů s přechody do mírného klimatického pásu, což může mít do budoucna zajímavý přesah vzhledem ke stále pokračující a více stupňující aktuální klimatické změně nejen v ČR ale i v celé Evropě.

2 ÚVOD DO PROBLEMATIKY HORNIN

Nejvýznamnější a nejvíce zastoupenou částí anorganické přírody zastupují horniny, utváří anorganický substrát pro rozvoj veškeré živé hmoty na Zemi (Kočárek et al., 1969). Price (2005) udává, že hornina se skládá ze seskupení minerálů nebo organických zbytků, které vznikají přirozenými přírodními pochody zákonitě se opakujícími, a které mohou tvořit rozsáhlá tělesa, jenž se významně podílejí na stavbě kůry zemské (Dudek, 1969). Některé z hornin vytvářejí pohoří gigantických rozměrů, jenž sahají do obrovské hloubky a jiné se zase vyskytují v nepatrném množství tvořící tenké vrstvy nebo úzké výplně v puklinách (Petržilek, 1959). Minerály se od hornin odlišují hlavně stavební a látkovou nehomogenitou. Minerál neboli nerost má ve všech svých částech stejné složení i strukturu, oproti tomu horniny jsou nehomogenní materiál skládající se z různorodých minerálů, které se liší chemickým složením či pravidelnostmi a nepravidelnostmi rozmístění. Nerosty mohou být buď samotné prvky jako síra, uhlík či chemické sloučeniny, jejichž složení lze zpravidla vyjádřit chemickým vzorcem (Dudek, 1969). U některých minerálů se může složení měnit ve vztahu k danému prostředí, na příklad u jílových minerálů (Melka et al., 2014).

2.1 Systém a klasifikace hornin

V současné době bylo na celém světě identifikováno více, než 4000 minerálů, které se mohou skládat buď, z jednoho prvku nebo z různého počtu (Price et al., 2005). Z celkového počtu nerostů je podle Petržílka (1959) asi jen 20 % (objemových) nejběžnějších nerostů, které se podílejí na primární stavbě hornin. Přičemž křemen a ostatní silikáty jsou nejvíce zastoupeny. Skupinu silikátů tvořící živce a jejich zástupce zaujímají (podíl asi 59,5 % objemových), amfiboly a pyroxeny (16,8 % objemových), biotit (3,8 % objemových) a nerosty titanu. Z oxidů je křemen zastoupen (12 % objemových), apatit z fosforečnanů (0,6 % objemových). Ostatních minerálů je jen v malém množství, jsou to tzv. akcesorické <5 % objemových. Horniny se mohou skládat buď z jednoho minerálu a nazýváme je stejnorodé čili monominerální nebo ze dvou a více a jsou to horniny různorodé čili polyminerální. Pelíšek (1956) uvádí, že u hornin je důležité rozlišovat minerální součástky primární, které vznikly v tutéž dobu jako příslušná hornina a minerální součástky sekundární, jenž vznikly druhotně v matečné hornině dlouhodobou proměnou nebo povrchovým zvětráváním. Každý nerost se liší rychlostí a způsobem přeměny. Tyto proměny mají signifikantní význam pro zrození nových zvětralin s následným vývojem půd. Kočárek et al. (1967) zmiňuje, že

horniny v litosféře dělíme podle vzniku na vyvřelé čili eruptivní, usazené čili sedimentární a proměněné čili metamorfované.

2.1.1 Horniny vyvřelé čili magmatické

Z hlubin země vystupuje roztavené magma, které tuhnutím vytváří platformy, jež obecně označujeme jako horniny vyvřelé čili magmatické (Kočárek et al., 1976). Jakmile magma vystoupí na povrch, nazývá se lávou. Vše závisí na tom, v jakém geologickém prostředí magma tuhne, z toho plynou následující morfologické a další vlastnosti vyvřelých hornin. (Hejtman, 1981). Buďto magma pozvolna a za působení hydrostatického tlaku tuhne uvnitř kůry zemské v hloubkách od několika set do několika tisíc metrů anebo hned pod povrchem či přímo na něm. Podle těchto kritérií se diferencují magmatické horniny na dvě vůdčí skupiny – vyvřelé hlubinné čili intruzivní a rozlité čili efusivní (Kočárek et al., 1967).

Dle Pelíška (1956) je postup zvětrávání odvislý od velikosti krystalického zrna. Čím je klast větší, tím je proces zvětrávání rychlejší a více účinný. Mechanický rozpad má za následek zvětšení plochy, která podléhá chemickému zvětrávání. Již zmíněná rychlost a účinnost zvětrávacích procesů závisí na také podílu *pyritu*.



Obrázek 1 Rozdílná hrubozrnnost hornin způsobuje odlišnou odolnost vůči zvětrávání, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

- **Geologické tvary**

Jak uvádí Kočárek et al. (1976); Pelíšek (1956) mohou tvary magmatických těles být rozdílného charakteru a to především určené geologickou polohou a podmínkami vzniku. K takovým typickým geomorfologickým tvarům intruzivních hornin patří batholity, lakkolity, pně a žíly a efuzivní horniny jsou buď ve formě pní, lakkolitů, žil uložené mělce pod povrchem anebo přímo tvary rozlité připomínající proudy, kupy, příkrovy a sopky složené (Motyčková et al., 2012).

- **Chemismus magmatických hornin (abysální, též plutonické) ve vztahu ke zvětrávání**

Jones (2012) uvádí, že podle chemické povahy zvětralého materiálu je žádoucí dělit magmatické horniny podle jejich chemismu na kyselé s obsahem SiO_2 v rozmezí 65-80 % a více, neutrální s 65-52 %, bazické <52 % a ultrabazické s < 42 % SiO_2 .

a) Kyselé horniny hlubinné

Mají celkový obsah SiO_2 kolísající mezi 65-80 %. Vysoký obsah kyseliny křemičité v magmatu stačí navázat všechny kladné kationty a ještě jí zbyde dosti volné, aby se mohlo vytvořit vydatné množství křemene. S křemenem jsou zpravidla vykrystalizované také živce jako ortoklas, albit, mikroklin, které jsou tu zhruba zastoupené ½. U kyselých hornin jsou v malém množství zastoupeny i báze CaO , MgO , K_2O , Na_2O . Tyto báze uvolňované při zvětrávání nejsou schopny nasytit sorpční komplex, tím pádem půdní koloidy setrvávají v pohyblivém, disperzním stavu (Pelíšek, 1956). Podle Kynického et al. (2015) do této skupiny patří žula (granit), kyselý granodiorit, křemitý diorit, pegmatit¹, aplit, křemenné žíly. Produkty zvětrávání kyselých hornin bývají vždy písčitého charakteru, jelikož vysoký obsah křemene způsobuje stálou písčitost zeminy, která na nich vzniká. V písčích lze identifikovat častokrát zrnka živců či muskovitu. V nesvažitém terénu bývají zvětraliny celkem hluboké, písčité, hlinitopísčité až písčitohlinité s maximálním obsahem jílnatých částic do 20-40 % (Hruška, 1996). V nerovném terénu v exponovaných polohách bývají půdy mělké s obsahem skeletu nebo úplně skeletnaté. V horských polohách se tvoří extrémně rozpukaná skaliska na úpatích či hřebenech doprovázené kamenitými sutěmi po svazích (Stejskal, 1949, 1956).

¹ Pegmatity mají zpravidla zvýšený obsah mikro elementů Li, Be, B, Ba, Sn atd. a prvků vzácných zemin.



Obrázek 2 Štěrkopísky vzniklé na kyselých granitech, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Obrázek 3 Vlevo dominantně vystupující křemenná žíla vysoce rezistentní vůči zvětrávání, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

b) Neutrální horniny hlubinné

Obsah SiO_2 v rozmezí 52-65 %. Jakmile se nasytí kyselina křemičitá kationty, zůstane méně kyseliny křemičité, tím pádem vykrytalizuje i méně křemene. To znamená, že se křemen dostává do pozice vedlejší součástky, živců zůstává stejně s tím rozdílem, že se objevují středně bazické plagioklasy, hlavně andezín. Množství barevných minerálů jako biotit, amfibol či pyroxen může být větší než 20 %. Při zvětrávání se uvolňují báze (hlavně Ca), které již mají schopnost vysrážet se ve formě půdních koloidů. V humidních klimatických podmínkách může být vápník postupem času vytěsněn z půdního sorpčního komplexu (Stejskal, 1956). Kynický et al. (2015) řadí do neutrálních hlubinných hornin vyvřelých granodiorit, syenit, diorit.

Jelikož neutrální horniny vyvřelé obsahují nižší množství SiO_2 tak půdy nebývají tolik písčité jako u kyselých. Zvětraliny jsou zpravidla hlinité s obsahem jílnatých částic v rozmezí 40-50 %, dočasnou písčitost může způsobovat ortoklas, amfibol či pyroxen. Ve vhodném terénu mohou být zvětraliny hlubší, než u předešlé skupiny, ale co se týče tendence tvorby balvanů ve svahu, je stejné jako u kyselých (Stejskal, 1956).

c) Bazické a ultrabazické horniny hlubinné

Mají obsah SiO_2 menší než 52 % a někdy pouze 35 %. Horniny, jenž jsou nejvíce bazické nazýváme ultrabazické s obsahem 45 – 42 %. Veškeré kationty jsou vždy schopné nasytit dokonale kyselinu křemičitou, takže se křemen prakticky netvoří. Hruška (1998) uvádí, že bazické horniny obsahují ze světlých součástí oxid křemičitý asi 50 %, a pokud klesá jeho

množství pod 40 %, tak se v hornině světlé součástky nevyskytují vůbec. Avšak vzrůstá množství tmavých minerálů jako pyroxeny, amfiboly, při snížení SiO₂ pod 45 % krystalizuje i olivín. Z rudných minerálů jsou tu na příklad hematit, magnetit, ilmenit, pyrit, pyrrhotin, titanit a další. Ve všech klimatických podmínkách, krom aridních se v průběhu zvětrávání bazických hornin stačí uvolněné báze vysrážet v trhlínkách, avšak v aridních vytváří silné povrchové krusty (Kynický, 11. 4. 2016).

Do bazických a ultrabazických hlubinných hornin vyvěřelých řadí Laštovička et al. (1996) gabro, pyroxenovec (pyroxenit), amfibolovec, olivínovec (peridotit).

Zvětrávání bazických hlubinných hornin je zcela odlišné od neutrálních kyselých hornin. Bazické horniny odolávají především mechanickému rozpadu (Hruška, 1998). Stejskal (1949, 1956) uvádí, že je tomu tak z důvodu množství sloupečkových amfibolů a pyroxenů, které při své všesměrné textuře zpevňují horninu. Co se týká těchto barevných součástí, tak zvětrávají relativně špatně, avšak olivín a bazické plagioklasy podléhají zvětrávání poměrně snadno. Zvětraliny jsou hlinitého charakteru. Obsahují menší příměsi nezvětralých klastů matečné horniny. Ve členitém terénu bývají půdy mělké až silně kamenité.

• **Chemismus efusivních magmatických hornin ve vztahu ke zvětrávání**

Podle Laštovičky et al. (1996) horniny efusivní utuhly v nepatrných hloubkách, kde tvoří častokrát rozlehlé podpovrchové intruse (*hypabysální*), ale také přímo na povrchu, kde tvoří tak zvané efuse. V mnoha případech doprovázené výskytem sopečných tufů a tufitů.

Zvětrávání u rozlitých hornin je odvislé od obsahu sklené hmoty, jelikož sklo vznikající v hornině je v čerstvém stavu, bez dlouhodobých změn, snadno zvětratelné. Dalším faktorem, který hraje neopomenutelnou roli při zvětrávání, je pórovitost, jelikož horniny kompaktní zvětrávají mnohem hůře. Tak jako u všech ostatních hornin je velikost zrna důležitá při zvětrávání. Střednozrná struktura bude mít menší odolnost, než textura jemnozrná či celistvá (Stejskal, 1949, 1956).

Laštovička (1996) dělí efusivní horniny na starší čili *paleovulkanity*, jenž vznikaly do konce druhohor (asi do 66 mil. let před současností) a mladší čili *neovulkanity*, které vznikaly v průběhu třetihor a čtvrtohor (od 67 mil. let před současností až po současnost).

a) Kyselé rozlité paleovulkanity a neovulkanity

Nejpodstatnější částí je křemen, K-živce a kyselé plagioklasy. Jako vedlejší součást je možné identifikovat biotit či pyroxen (Jedickeová, 1999). Podle Stejskala (1956) jsou akcesorické součástky stejné jako u kyselých hlubinných hornin vyvřelých.

Hruška (1978) uvádí, že zvětrávání je závislé na složení a případné dlouhodobé proměně, kdy je sopečné sklo částečně překrytelné na mikroskopickou směsici křemene a živců. Zvětraliny jsou trvale písčitého charakteru, jenž jsou způsobovány vyrostlicemi křemene. Půdy se na těchto horninách vytváří velmi mělké písčité s vysokým podílem skeletu a obsahem jílu <30 %. Ve členitém terénu mělké štěrkovité, místy kamenité s přechodem do balvanitých sutí.

Pauk (1969) do skupiny paleovulkanitů řadí křemité porfyr a křemité porfyrity a Hruška (1978) k neovulkanitům zařazuje ryolit (liparit), ryodacit.

b) Neutrální rozlité paleovulkanity a neovulkanity

Dle Pauka (1969) tvoří převážnou část stavební hmoty K-živce, kyselé až středně bazické živce, z vedlejších součástí je zastoupen biotit, amfibol, pyroxen. Hruška (1978) uvádí, že se křemene tvoří málo a ve vrstlicích zpravidla absentuje.

Zvětrávání probíhá obdobným způsobem jako u hornin kyselých efusivních, avšak bývá snadnější. Vznik půd je podmíněn terénem, v plochem terénu se tvoří zpravidla půdy hlubší, středně těžké a ve členitém terénu mělké a kamenité.

Vachtl (1972) zařazuje od paleovulkanitů porfyr, porfyrity a k neovulkanitům trachyt, znělec (fonolit), andezit.

c) Bazické a ultrabazické paleovulkanity a neovulkanity

Hruška (1978) píše, že dominantními minerálními složkami jsou středně bazické až bazické plagioklasy a z barevných součástí hlavně pyroxeny. Biotit, magnetit, ilmenit, epidot, sulfidy a olivín se hojně objevují jako akcesorie, přičemž u ultrabazik se olivín uplatňuje jako součástka vedlejší.

Stejskal (1956) uvádí, že je zvětrávání závislé na velikosti minerálních zrn a na množství obsahu sklovité hmoty. V rovném a lehce zvrásněném terénu dochází k pedogenezi hlubokých půd, které bývají zpravidla jílovitohlinitého anebo jílovitého

charakteru. Jandák et al. (2004) uvádí, že v morfologicky členité krajině jsou půdy zpravidla mělké a skeletovité.

Do paleovulkanitů patří diabas, melafyr a do neovulkanitů čedičové horniny (bazalty), lávy, sopečné tufy a tufity (Laštovička et al., 1996).

2.1.2 Horniny usazené čili sedimentární

Laštovička et al. (1996) zmiňuje, že horniny sedimentární jsou nejrozšířenějšími na zemském povrchu, nýbrž na stavbě zemské kůry se podílejí jen nepatrně. Kukul (1986) definuje sediment jako produkt akumulace materiálu, který podlehl dlouhodobému zvětrávání a erozi hornin, jenž byl posléze transportován na místo sedimentace ve formě pevných klastů (částic) anebo v roztoku (reziduu). Sedimenty též mohou vznikat i erozí starších nezpevněných sedimentů. Materiál je zpravidla vrstven, ať už fyzikálními, chemickými nebo biologickými pochody. Hlavním problémem při řešení definice sedimentů je, zda byl nutný transport zvětralin, aby se stal materiálem sedimentovaným, či stačí zvětrání na místě. Konta (1969, 1972) se staví k této problematice tak, že rezidua staví do stejné pozice jako sedimenty. Do reziduálních hornin (reziduí) zařazuje materiál z nejsvrchnější vrstvy zemské kůry, které po mechanickém rozpadu a chemické přeměně setrval na původním místě matečné horniny a nebyl transportován. Říká, že rezidua jsou úzce spjatá se sedimenty. Jsou totiž také součástí hornin sedimentovaných, a jednak sama rezidua obsahují materiál, který byl v roztoku transportován. Proto řada autorů považuje rezidua (eluvium, půdy, zvětralinový plášť) jako součást sedimentů (Kukul, 1986). Sedimentárního původu jsou též ložiska uhlí, nafty, kamenné soli, železných rud a tak dále. Podle usazení jednotlivých vrstev jsme schopni v sedimentech pochopit geologické pochody, které se tu odehrály v blízké či dávné minulosti Země. Podle charakteru hornin usazených a typu dochovaných fosilií jsme schopni stanovit zeměpisnou šířku a klimatické podmínky. (Záruba, 1972).

Petránek et al. (1961), Petránek (1963) a mnoho dalších autorů dělí sedimenty klastické čili úlomkovité a neklastické, do kterých řadíme sedimenty vzniklé chemicky, biochemicky či organogenním způsobem. Pelíšek (1956) sem řadí i skupinu sedimentů smíšených.

A. **Klastické čili úlomkovité sedimenty**

Jsou složeny z klastů o různých velikostech, jenž vznikly mechanickým rozpadem nebo chemickým působením. Zvětralý materiál původních hornin byl transportován zejména vodou, větrem, ale také ledovci či mořem. Tyto zvětraliny jsou sekundárně ukládány jako mechanický sediment v inundačních oblastech potoků, řek, jezer či moří, dále v oblastech větrného odnosu a v místech zalednění (Pelíšek, 1956). Kynický et al. (2015) dělí jednotlivé klasty podle velikosti na hrubozrnné pefity (< 2mm – valouny, balvany, štěrk, suť, slepence, brekie), středně zrnité psamity (0,063 – 2 mm – písky, arkózy, droby), jemnozrnné pelity (< 0,004 mm – jíly, jílovce, jílové břidlice). Pelíšek (1956) dále rozděluje pelity podle složení na hlinité a jílovité. Do hlinitých pelitů řadí: eluviální zvětraliny matečné horniny, spraše, aluviální (povodňové) hlíny a do jílových patří ty horniny, které mají vyšší obsah jílu < 50 %. Sedimentární horniny podle Laštovičky et al. (1996) dělíme na základě toho, zdali prošly diagenézí (zpevněním) či nikoli, pak rozeznáváme dvě skupiny: nezpevněné úlomkovité (klastické) a zpevněné úlomkovité sedimenty.

a. **Nezpevněné úlomkovité sedimenty**

Do těchto sedimentů řadíme valouny, balvany, štěrk, suť, písek a pelity.

Pelíšek (1956) uvádí, že *pelitické horniny* jsou typické výrazným obsahem malých částic. Tyto jílové částice způsobují u pelitických hornin významné změny ve fyzikálních, chemických, fyzikálně-chemických vlastnostech. Projevující se fyzikální vlastnosti plastičnosti, bobtnavostí, rozbřídavostí, vzlínání vody či vymrzavostí, z chemických a fyzikálně-chemických vlastností je to intenzita sorpce pro vodu a chemické prvky. S různým obsahem jílnatých částic rozdělujeme *pelity hlinité* s 20-50 % a *pelity jílové* s více než 50 %.

- *Eluviální zvětraliny* neboli detritáty matečných hornin. Podle Záruby (1972) vznikají eluviální zvětraliny desintegrací a rozpadem horniny na místě vzniku. V eluviálních hlínách se zvětšuje velikost klastů s rostoucí hloubkou až na matečnou horninu. Stejskal (1956) uvádí, že jsou typy zvětrávání různé podle typu horniny a při němž se uvolňují různé obsahy jílnatých částic. Na kyselých magmatických horninách se uvolňuje zpravidla kolem 20-30 % jílnatých částic a na neutrálním a bazických kolísá obsah částic mezi 30-50 %. Detritáty jsou esenciálním nerostným substrátem pro genezi půdních typů, jenž vznikají na rozličných typech zvětralin.



Obrázek 4 Kamenná moře poskytují eluviální substrát pro rozvoj modřínových monocenóz, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

- *Spraše a sprašové hlíny.* Spraše vznikaly ukládáním nejjemnějších částic prachu, jílu, písku nebo prachovitého písku větrem čili eolické sedimenty (Záruba. 1972). Laštovička (1996) uvádí, že mimo zanedbatelné obsahy draselných živců, plagioklasů a slíd obsahují spraše nejvíce křemene mezi 60-80 %, avšak podstatnou a důležitou součástí spraší je uhličitán vápenatý, CaCO_3 , kterého je mezi 5-35 % objemových. Dle Stejskala (1949, 1956) zvětrávání na spraších probíhá relativně rychle a snadno a tím i následná pedogeneze. Bonita vzniklého půdního substrátu na spraších je vysoká s obsahem bází K_2O , CaO , MgO , P_2O_5 . Podle Záruby (1972) dochází ke vzniku sprašových hlín dekalifikací a částečným transportem spraší.



Obrázek 5 Projevující se eroze na velké sprašové plošině, Feng Zehn, Čína (Krejčíř D., expedice „Čína 2015“)

- *Aluviální hlíny* (také naplavené) byly sedimentovány povodněmi v údolních nivách na dně řek (Pelíšek, 1956).



Obrázek 6 V údolí Dzumbayan, v oblasti Khentii se již po miliony let kumulují aluviální hlíny, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

- *Ledovcové hlíny* (také souvkové či glaciální), jak uvádí Hruška (1978) jsou usazeniny hlinitého charakteru, které byly nahromaděny ledovci do spodních nebo čelních morén.
- *Jíly* jsou podle Hrušky (1976) celá skupina sedimentárních hornin, jejichž obsah musí být $< 50\%$ částic o velikosti $< 0,01\text{mm}$. Jak už to u hornin sedimentovaných bývá, jejich složení je závislé na matečné hornině, z kterých byly stvořeny. Dále pak jíly posuzujeme podle stádia chemického rozkladu, který je odvislý od klimatického zvětrávacího typu. Autor jíl dělí podle velikosti jílové částice na hrubý jíl (0,01 - 0,002 mm) a fyzikální jíl ($< 0,002$), jehož schopností je velká sorpční schopnost pro kationty (živiny) a pro vodu. Fyzikální jíl je složen z jílotvorných minerálů, koloidní kyselinou křemičitou, koloidními sloučeninami Fe a Al a dalšími příměsemi. Kynický et al. (2015); Baier (1985) zařazuje do hlavních jílových minerálů kaolinit, illit (skupina jílových slíd), montmorillonit (bentonit) a smektidy.

Hruška (1976) uvádí, že výsledkem pedogenetických pochodů na jílech vznikají půdy těžké, fyzikálně nepříznivé. Jejich hlavními nevýhodami je, že v období vlhka mají tendenci nasáknout veškerou vodu z okolí a lehce rozbřednou a pokud je sucho, tak praskají a proto se snižuje jejich retence pro vodu i vzduch.

b. Zpevněné úlomkovité sedimenty

Podle Šibravy (1981) do této skupiny patří slepence (konglomeráty), brekcie, pískovce, křemence, arkózy, droby, jílové břidlice. Tyto horniny mohou být zpevněny tlakem či různorodými tmely a rozeznáváme je na: křemité, vápnité, jílovité, kaolinické, železité, smíšené a další.

B. Neklastické sedimenty

Neklastické sedimenty rozdělujeme dle geneze na *chemické a biochemické, organogenní a smíšené* (Šibrava, 1981).

A) Chemické a biochemické sedimenty

Šibrava (1981) uvažuje, že vznikly buď vysrážením solí z vodních roztoků, nebo postupnou krystalizací látek ve vodě rozpuštěných. Do sedimentů vzniklých chemickou cestou řadíme některé křemičité sedimenty, část uhličitanových usazenin, některé sedimentární železné rudy, evapority a pozůstatky po mořích a oceánech v podobě solných usazenin.

Hrázová teorie vysvětluje vznik mohutných ložisek soli, podle níž se tvoří v zálivech, které jsou separované od okolního moře hrází, jenž sahá až k vodní hladině. Pokud je takový typ zálivu obklopen pevninou s aridním klimatem, nastává v něm zvýšená evaporace vody, která je schopná natolik zvýšit koncentraci solí, že se na dně zálivu začnou sole usazovat. Toto intenzivní vypařování má za následek, že voda v zálivu má nižší hladinu, než v moři a v důsledku toho je záliv neustále dotován přitékající vodou a tím doplňuje stále se odpařující vody (Záruba, 1972).

B) Organogenní, též biogenní sedimenty

Stejskal (1949) zmiňuje, že živé organismy žijí na planetě již od kambria, což je více než 600 miliónů let, přičemž Kočárek et al. (1967) uvádí, že z počátečních období se dochovaly

hlavně zbytky po mořských organismech a v období starších prvohor nalézáme již v krajinách doklady o flóře a fauně, která žila na pevnině. Podle Kukala (1963) jsou v nynější době biogenní horniny zastoupeny jenom několika procenty povrchové části zemské kůry. Tato skupina hornin patří k nejvýznamnějším hospodářským horninám. Po hromadění zbytků vápnitých, křemitých a fosforečných schránek živočichů či kostí vznikají vápence, dolomity, křemité rozsivkové zeminy. Pauk (1969) objasňuje vznik fosforitů jako zbytků metabolických produktů živočichů a jejich těl. Dále pak guáno, které vzniká mineralizací trusu ptáků a netopýrů. Z organických látek odumřelých organismů vznikají chemickou přeměnou hořlavé usazeniny, které se dále dělí na humusové sedimenty (rašelinu a uhlí) a živice, jenž jsou složeny z uhlovodíků (zemní plyn, ropa, asphalt, ozokerit).

C) Sedimenty smíšené

Jsou složeny ze smíšeného sedimentárního materiálu různého původu (mechanického, chemického i organického). V prvním stádiu dochází pouze k uložení nezkompaktněného materiálu, jak se tomu děje v potocích, řekách, jezerech, mořích, anebo za pomoci větru či ledovců. Později může dojít ke zkompaktnění čili diagenězi materiálu. Nezpevněné klasty mohou být zpevněny různorodým tmelem, pocházející z rozkladu těchto částic anebo příměsemi cizorodého původu (Kukal, 1986). Podle Kynického et al. (2015) bychom mohli zařadit do smíšených sedimentů například opuku.

Sedimenty je samozřejmě možno dělit podle různých přístupů, názorů či pohledů. Jedním z nich je právě rozdělení dle Kukala (1986) na sedimenty *autochtonní*, jenž se usadily v místě vzniku a *alochtonní*, které se tu usadily z jiných míst.

• Geologické tvary sedimentů

Geologické tvary sedimentů jsou v porovnání s vyvřelými horninami značně jednoduché. Nejčastějším geologickým tvarem je vrstva deskovitého charakteru, jenž reprezentuje jednotlivé sedimentační období, během něhož se nezměnily podmínky usazování (Hejtman, 1981).

• Chemismus sedimentovaných hornin ve vztahu ke zvětrávání

Chemická povaha je velice rozmanitá a je odvislá od matečné horniny, na úrovni chemického rozpadu, která koreluje s klimatickými podmínkami. Signifikantním rysem sedimentů je kolísání jednotlivých makro elementů i mikro elementů (Pelíšek, 1956). Obecně se dá konstatovat, že pro některé kyselé magmatické či metamorfované horniny s vysokým obsahem rezistentního oxidu křemičitého jsou typickým produktem zvětrání křemité písky s nízkým obsahem světlých slíd a živců (vlastní pozorování).

Sutě podle Hrušky (1976) podléhají rozpadu dle typu horniny, a jelikož bývají mnohdy hodně pórovité a mají vysokou retenční schopnost pro vodu, jsou velmi snadno vyplavované a odnášené nově vytvořené jemnější půdní částice. Dá se tedy říci, že půdo tvorba na takových substrátech je velice obtížná a zvláště v oblastech s humidním klimatem. Na zřetel musí být brána vždy chemická povaha hornin, od které je odvislé zvětrávání.

Podle Hrušky (1976) je složení *nezpevněných klastických sedimentů* velice pestré. Avšak většinový obsah je křemenného původu, jelikož měkčí a lehce zvětratelný materiál byl v průběhu transportu a zvětrávání nadrcen na nejmenší částičky. Obecně tedy s délkou transportu materiálu vzrůstá i množství odolné frakce jako je křemen. Křemité štěrky a písky neobsahují živiny, jsou tzv. *sterilní*. Na petrografické povaze záleží zvětratelnost i vývoj půd. Kynický et al. (2015) uvádí, že křemité písky jsou prakticky nezvětratelné, jak při chemickém rozkladu, tak i při mechanickém drcení v průběhu transportu vodou či větrem.

Hruška (1976) zmiňuje, že desintegrací *zpevněných klastických sedimentů* vznikají opět štěrky, písky. Povaha a množství tmele, jenž spojuje jednotlivé klasy jsou rozhodujícími determinanty pro chemismus, zvětrávání a následný vývoj půd. Horniny spleené křemítem tmelem jsou de facto chemicky nezvětratelné. Třeba jílové břidlice byly zpevněny tlakem a nerosty v nich zbaveny vody (dehydratovány), tím setrvává jejich krystalická mříž v nehybném stavu. Zvětrávání břidlic je závislé na jejich stlačení. Na málo stlačených jílovitých břidlicích se mohou vyvinout půdy hluboké a těžké a na normálních břidlicích zase středně hluboké půdy se zbytky detritátů hornin.

Oproti sedimentům klastickým, jenž jsou význačné svou heterogenitou složení, můžeme o sedimentech chemických mluvit jako o relativně homogenních hmotách, v nichž se opakuje jistá zákonitost chemického složení, která byla zapříčinována teplotou, tlakem a dalšími faktory v době vzniku např. solná ložiska, vápence, dolomity, rohovce (vlastní pozorování).

Stejskal (1949) píše, že při zvětrávání solných ložisek dochází pouze k rozpouštění, proto je není možno nalézt na povrchu. Z evaporitů vystupují na povrch pouze sádrovce, z jehož zvětralin vzniká identická půda.

Jak uvádí Pelíšek (1956) zvětrávání vápenců je zejména chemické, než mechanické. Nejpodstatnější součástí vápenců je kalcit CaCO_3 , který se svým rozkladem nepřetváří v žádnou sekundární půdotvornou součástku, avšak v rozpustný kyselý uhličitán vápenatý $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, který prosakuje do spodních vod za vzniku nových sloučenin. Hruška (1976) uvádí, že jediným elementem pro vznik půd jsou příměsi ve vápencích, tudíž se na chemicky čistých vápencích nemůže tvořit žádná půda. Podle Pelíška (1956) je dolomit křehká hornina, u které převažuje spíše mechanické zvětrávání, které je usnadňováno prasklinami vzniklými působením permanentních orogenetických a dalších pochodů. Jelikož má dolomit méně vedlejších příměsí, než vápenec, je chemické zvětrávání značně zpomalené.



Obrázek 7 Zvětrávání pískovců, Bayan Dzag – poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

V porovnání s vápenci se i v rovném terénu tvoří mělké zvětraliny, spíše charakteru kamenitého. Půdy na těchto horninách mají vysoký obsah živin, příměsí dalších živin záleží na typu karbonátů. Intenzivním chemickým zvětráváním vznikají krasové jevy.

2.1.3 Horniny přeměněné čili metamorfované

Podle Hejtmana (1981) metamorfované horniny vznikly proměnou starších hornin, buď sedimentovaných či magmatických, popřípadě metamorfovaných. Tyto metamorfózy probíhají pod zemským povrchem, hluboko pod zónou zvětrávání. Dostane-li se jakákoli hornina z výše zmíněných, jenž vznikla v oblasti normální teploty a tlaku geologicko-tektonickými pochody do oblasti vyšší teploty a tlaku, je tím současně porušena její vnitřně fyzikálně-chemická rovnováha a povaha. Cacutt (1994) tvrdí, že nejdůležitějšími činiteli metamorfózy jsou tlak, teplota, plyny, přehřáté roztoky a jemné magmatické intruze. Kočárek et al. (1967) rozeznává orthohorniny proměněné, které vznikly metamorfózou z hornin magmatických a parahorniny proměněné, které vznikly metamorfózou ze sedimentů.

Metamorfózy dělíme do čtyř skupin. První z nich je *regionální metamorfóza*, která se může táhnout kilometry daleko na příklad při kolizích tektonických desek, jenž jsou asociovány s orogenezí (Jones, 2012). Regionálně metamorfované horniny neboli krystalické břidlice, z nichž jsou dominantně zastoupené ruly, svory, fylity, mramory vznikaly v rozsáhlých oblastech zemské kůry vlivem teplot a všesměrného hydrostatického tlaku, který je způsobován tíhou nadložních hornin, ale také i orogenetickými vlivy, které mají za následek jednosměrné usměrnění (Šibrava, 1981). Díky zvýšeným teplotám a tlakům častokrát dochází k destabilizaci primárních minerálů, v důsledku toho překrystalizují a orientují se ve směru horotvorného tlaku. Takové usměrnění je patrné zejména na slídách. Délka proměny je v řádech miliónů let (Hejtman, 1981).

Kynický et al. (2015) zmiňuje, že *kontaktní metamorfóza* je patrná na sedimentech, avšak nejvíce se nachází na styku plutonických těles s okolím. Pelíšek (1956) uvádí, že ať už na kontaktu lávy vyvržené ze sopky s okolní horninou v podobě proudů, příkrovů a kup, tak na kontaktu magmatu v plutonech, lakolitech, žílách či pních. Její trvání je v řádek stovek až tisíců let.

Třetí skupinou je *metamorfóza dislokační* a spočívá v rozdrčení a přeměně hornin v důsledku extrémní deformace. Odehrává se na tektonických zlomech a jejich okolí (Pelíšek, 1956).

Poslední je *metamorfóza šoková*. Tato náhlá proměna bývá způsobována impaktem vesmírného tělesa, kdy může proběhnout změna chemické povahy horniny, rekrystalizace původních minerálů anebo příbytkem či úbytkem chemických komponentů v průběhu invaze reaktivních látek, jenž probíhá okamžitě (Jones, 2012).

- **Geologické tvary**

Geomorfologie hornin metamorfovaných se celkem shoduje s tvary výchozích hornin (Stejskal, 1956).

- **Chemismus metamorfovaných hornin ve vztahu ke zvětrávání**

Pouze v hrubých rysech se projevuje jistá shoda s chemickým složením původním, nemetamorfovaných hornin. Rozdíly, které mohou být velmi značné, vznikly látkovým přílivem při metamorfóze. Petrografická systematika proměněných hornin je velmi složitá. Pro potřeby lesnické geologie postačí rozdělení na tři hlavní skupiny (Stejskal, 1956).

a) *Kyselejší silikátové ortohorniny i parahorniny proměněné*

Do těchto hornin řadí Kynický et al. (2015) ruly, granulity, svory, fylity, sericitické břidlice. Tyto horniny jsou vedoucí ze všech třech skupin (Stejskal, 1956).

Hruška et al. (1998) uvažuje, že zvětrávání rul závisí na jejím minerálním složení, tak jako u všech metamorfovaných a ostatních hornin. Dalším faktorem je stupeň břidličnatosti a také sklon osy, kterou je rula polohována. Na rule probíhá pedogeneze ve středně hluboké hlinitopísčité až písčitohlinité půdy s kolísavým obsahem matečné horniny. V členitém terénu jsou půdy vyvinuty zpravidla mělké, kamenité s přechodem do rázu písečného. Ruly, které disponují vysokým obsahem světlé slídy- muskovitu mají sníženou schopnost retence pro vodu.

Stejskal (1956) uvádí že, jelikož jsou granulity silně metamorfované ortohorniny, jejichž výchozí horninou byla aplitická žula, jsou vysoce houževnaté ke zvětrávání. Na hřebenech a svazích tvoří kamenité suti. Pokud má však granulit vysoký podíl tmavé slídy – biotitu, tak se tvoří půdy písčitohlinité až středně hluboké s permanentním obsahem skeletu.

Hruška (1978) píše, že svory jsou většinou parahorniny, jejichž hlavním minerálním komponentem je křemen a slída, zřídka K-živec. Svory zvětrávají dobře mechanicky, díky slídě se lehce rozpadají na menší frakce. Půdy na svorech vznikají středně hluboké, s obsahem jílu do 20 % s vysokou příměsí slídy.

b) *Bazičtější silikátové převážně ortohorniny proměněné*

serpentinity, amfibolity, eklogity, chloritické a mastkové břidlice. Tyto horniny tvoří většinou jen vložky v převládajících horninách předcházející skupiny (Stejskal, 1956).

Amfibolity vznikly proměnou intrusivních i efusivních bazických hornin, jedná se tedy o ortohorniny. Amfibolity odolávají zvětrávání docela dobře. Půdy se na nich tvoří středně hluboké až hluboké s obsahem jílu od 25-45 % (Hruška et al., 1998).

Hruška (1978) zmiňuje, že chemismus serpentinitů čili hadců je velice jednostranný s redundancí MgO s velice nevyváženým poměrem CaO : MgO, jenž se nedá spravit hnojením. Lesy na těchto půdách zpravidla trpí nanismem čili zakrslým růstem.

c) *Kysličníkové a uhličitanové typické parahorniny*

Pelíšek (1956) do této skupiny řadí krystalické křemence, krystalické vápence, krystalické dolomity. Jejich vložková povaha je podle výskytu ještě zřetelnější. Dle Hrušky et al. (1998) probíhá zvětrávání stejně jako u vápenců a dolomitů sedimentárního typu.

Přehled hornin podle původu dle Pauka z roku 1972:

<i>Původní hornina</i>	<i>Přeměněná hornina</i>
žula, syenit, křemenný porfyr	ortorula
diorit, gabro, diabas, tuf	ortoamfibolit
olivínovec	serpentin, mastková a chloritická břidlice
jílová, písčitojílová břidlice	fylit, svor, pararula
jílovitý vápenec	krystalický vápenec s granáty, pyroxeny
vápenec	krystalický vápenec, mramor
pískovec, křemenec	slídnatý krystalický křemen

2.1.4 Základní přeměny nerostů

Přeměny nerostů můžeme dělit na dvě základní skupiny: dlouhodobé proměny a povrchové zvětrávání. Během geologického času nastávají dlouhodobé změny pod povrchem bez vlivů povětrnostních podmínek. Jsou usnadňovány zvýšenou teplotou, tlakem, hydrotermálními roztoky a tak dále. Vyšším stupněm je jejich vlastní metamorfóza. Oproti tomu povrchové zvětrávání probíhá pouze na povrchu, je pod přímým vlivem exogenních činitelů. Dlouhodobé proměny často ovlivňují pozdější povrchové zvětrávání tím, že produkty

dlouhodobé přeměny zpravidla vzdorují více povrchovému zvětrávání a důležité živiny (Ca, Mg, K) jsou v nich pevně vázány, než v půdních minerálech (Pelíšek, 1956).

2.1.5 Shrnutí problematiky zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd

Hruška (1985) píše, že při podrobnějším hodnocení různých vlastností hornin klasifikujeme zrnitost zvětralin, obsah vápníku v matečné hornině, resistance vůči povětrnostním vlivům. Stejskal (1958) a Hruška (1985) dělí zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd do osmi jakostních tříd (viz Tabulka č. 1).

Tabulka 1 Jakostní třídy zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd

I. VÝBORNÉ	
hluboké hlinité zeminy bez skeletu	spraše
II. VELMI DOBRÉ	
hluboké hlinité až hlinitojílovité bez skeletu, s obsahem skeletu	aluviální hlíny a svahové hlíny s nejvyšší jakostí, čedičové tufy
III. DOBRÉ	
hluboké vápnitójílovité zeminy bez skeletu	měkké břidlice
hluboké hlinitojílovité zeminy bez skeletu	svahové hlíny středních jakostí
středně hluboké zvětralinny hlinité až hlinitojílovité s obsahem skeletu	diority, syenity, amfibolity, gabrodiority, čediče, melafyry, diabasy, gabra, peridotity, trachyty, znělce
IV. PRŮMĚRNÉ	
hluboké hlinitojílovité zeminy bez skeletu	sprašové hlíny

s obsahem skeletu	svahové hlíny horších jakostí
hluboké písčité zeminy bez skeletu	písky
hluboké až středně hluboké zvětralin vápnitójílovité bez skeletu	břidlice, opuky
hluboké až středně hluboké zvětralin hlinité až hlinitopísčité s obsahem skeletu	ruly, svory, fylity
V. SLABĚ PODPRŮMĚRNÉ	
hluboké písčité zeminy bez skeletu	sprašové písky
s obsahem skeletu	šterkopísky
hluboké jílovité zeminy bez skeletu	jíly
mělké zvětralin hlinité až hlinitójílovité s obsahem skeletu	dolomity, vápence
hluboké zvětralin jílovité bez skeletu	břidlice, lupky
středně hluboké zvětralin písčité s obsahem skeletu	křemenné diority, žuly, granodiority, kyselé granodiority
VI. SILNĚ PODPRŮMĚRNÉ	
hluboké písčité zeminy bez skeletu	naváté písky, zvětralin pískovců

středně hluboké zvětralinny písčité s obsahem skeletu	arkózy, křemité porfyryty, ryolity, droby, granulity
VII. NEVHODNÉ	
velmi mělké hlinité zvětralinny s obsahem skeletu	hadce
mělké písčité zvětralinny s obsahem skeletu	křemité pískovce
mělké zvětralinny silně kamenité	granulity, pegmatity, aplity, křemité porfyry (felzické)
VIII. NEPOUŽÍVATELNÉ	
mělké hrubě kamenité zvětralinny až skála	křemence, křemité slepence, slepence

3 EXOGENNÍ DYNAMIKA

Zvětrávání je důležitým činitelem při utváření geomorfologie krajiny a je také esenciální při vývoji půd (Shroder, 2013). Jak uvádí Jandák et al. (2008), tak zvětrávací a pedogenetické pochody od sebe nelze oddělit a probíhají kontinuálně souběžně, avšak dokážeme určit počáteční stádia vývoje půd, které jsou zásadní pro plný rozvoj pedogenetických procesů. Šarapatka (2014) považuje za zvětrávání desintegraci primárním minerálů, z nichž se postupem času uvolňovaly a rozkládaly materiály, z kterých vznikly nové druhotné nerosty čili sekundární minerály. Po následné desintegraci doprovázené gravitací, vodou, vzduchem a biotou za určitých podmínek vzniká půda. Vše je závislé na rezistenci horniny, pokud je matečná hornina složená z houževnatých nerostů, na příklad čediče, může vývoj půd trvat stovky až tisíce let v závislosti na příslušné klimatické zóně. V případě pískovců či vápenců bude vývoj půd čili pedogeneze trvat kratší dobu, v řádech stovek let. Poleno et al. (2011) uvádí, že každá hornina, která se dostane na zemský povrch nebo blízko povrchu, je vystavena zvětrávání, jenž probíhá prostřednictvím různých procesů, ať už abiotických či biotických, které probíhají zpravidla současně. V průběhu času se mocnost vrstvy mezi plynným obalem a horninou zvyšuje a tím i ve velkém měřítku vhodné životní prostředí pro celé spektrum organismů.

Jen výjimečně se les dostává do přímého kontaktu s horninou, a pokud k tomu dochází, tak pouze na strmých horských svazích, kde se vlivem eroze půda permanentně ztrácí a kde se pukliny a štěrbiny po intenzivním zvětrávání stávají kořenovým prostorem a tak i částí biosféry (Poleno et al., 2011).



Obrázek 9 *Ulmus pumilla* na přímém kontaktu s horninou, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of
Obrázek 9 Skalní miska v granitech poskytující vhodné životní podmínky pro růst vegetace, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

3.1 Typy zvětrávání

Šarapatka (2014) a mnozí autoři rozlišují zvětrávání na tři typy:

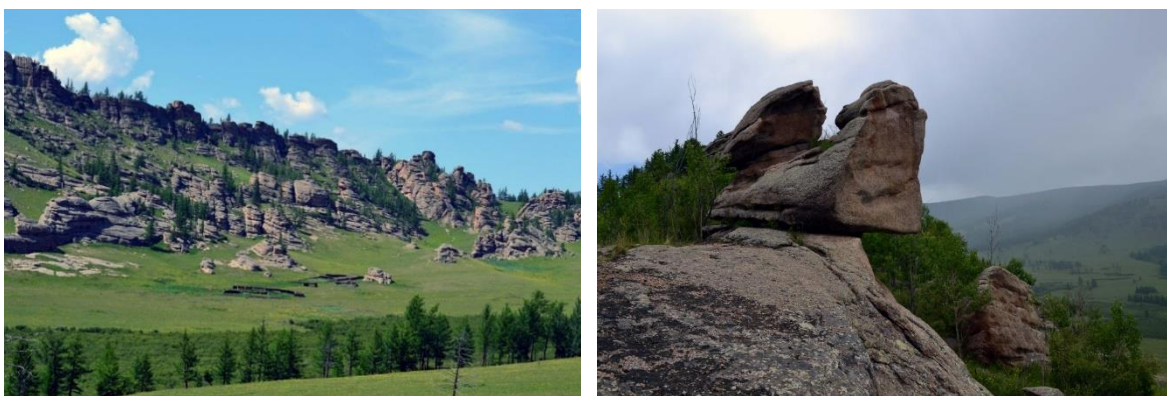
- A) *Mechanické (fyzikální) zvětrávání***, do něhož patří teplotní změny, eroze, mechanický vliv fauny a flóry.
- B) *Chemické zvětrávání*** probíhá rozpouštěním, hydrolyzou, hydratací, oxidací, redukcí či karbonatizací.
- C) *Zvětrávání biologickou činností organismů.***

A) **Mechanické zvětrávání**

Vlivem fyzikálního zvětrávání se pevné horniny rozpadají zpočátku na větší kusy, které dále podléhají rozpadu na čím dál menší frakce, které mají ve finální fázi podobu šterků, písků a prachu až na rozměry koloidních částic (Kynický et al., 2015). Stejskal (1956) uvádí, že prvním z důvodů rozpadu hornin jsou změny teplot, kterým jsou permanentně vystaveny. Působením sluneční radiace a vlivem insolace jsou horniny v průběhu dne přehřívány a v noci se ochlazují. Následkem periodického střídání denní amplitudy teplot se ve struktuře hornin dějí nepatrné objemové změny, při jejichž stálém opakování se uvnitř hornin tvoří z prvopočátku malé puklinky a trhlinky, které se postupně zvětšují, až dojde k destrukci horniny (Marsch a Kaufmann, 2013).

Vliv teplot. Záruba (1972) uvádí, že horniny nejsou dobrým vodičem tepla a tudíž změny, které se vlivem teplot uvnitř odehrávají, nesahají hluboko pod jejich povrch. Velký význam na zvětrávání má minerální složení horniny. Důvodem je rozdílná délková i objemová tepelná roztažnost, různá barva (minerály tmavé pohlcují více tepla, než světlé), různá velikost minerálních zrn a jejich krystalografická orientace v hornině, a jak zmiňuje Marsch a Kaufmann (2013) v důsledku střídání teplot a insolaci se nerovnoměrně jednotlivá minerální zrna roztahují a smršťují. Tyto pochody způsobují vytvoření drobných prasklin a trhlin, jenž se v důsledku periodických změn teplot postupně uvolňují jednotlivá minerální zrna a dochází k rozpadání tzv. *desintegraci*. Demek (1987) píše, že v oblastech, kde teploty dosahují k 50 až 60 ° C, vzniká mělce pod povrchem napětí, jehož následkem je vznik trhlin rovnoběžných se zemským povrchem. Podle těchto paralelních trhlin se hornina odlamuje a

odpadává. Tento jev je nazýván jako *deskvamace*. S tímto jevem se můžeme setkat v oblastech s aridním a teplým klimatem. Deskvamace nemusí být výhradně způsobována insolací či radiací (vyzařování tepla) v průběhu noci. V oblasti tropů dochází vlivem náhlých dešťů k prudkému ochlazení rozpálených hornin ze 70 – 80 ° C na 20 ° C, což má za následek mnohem intenzivnější zvětrávání. V oblastech pouště dochází k markantním změnám teplot, které mnohdy vedou k roztržení samotných balvanů. V jemnozrnných sedimentech dochází vlivem zvýšené evaporace k smršťování povrchu a vzniku trhlin. Působení mrazu je silnější než insolace a je typické pro nivální klimatické podmínky. Šarapatka (2014) publikuje, že 1 kg vody při teplotě + 4 ° C má objem 1000 cm³, jenže 1kg ledu o teplotě 0 ° C má objem 1092,82 cm³. Mrznoucí voda zvětšuje svůj objem o 9 %, to zapříčiňuje tlaky, které trhají horniny. Vše je pak násobeno opakujícím se zamrzáním a rozmrzáním.



Obrázek 11 Trhliny v granitovém masívu tvořící se vlivem změn objemu v hornině a výkyvů extrémních teplot v průběhu času, oblasti Khentii, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Obrázek 11 Zerodovaný skalní převis, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Eroze, transport, sedimentace materiálu vodou, ledem a větrem. Šarapatka (2012) uvádí, že vlivem tekoucí vody a ledovce dochází k mechanickému rozpadu hornin a jejich transportu. V průběhu transportace se jednotlivé frakce postupně zaoblují.

Kutílek (2012) píše, že největší vliv větrné eroze lze spatřit na rozsáhlých sprašových plošinách, kdy vítr odnáší pouze ty nejjemnější prachové částice, které se tu v průběhu času hromadí. Rathore (1994) uvádí, že v aridních oblastech se vlivem prudkých pískových bouří obušují okolní skály, přičemž Kočárek et al. (1967) tento jev nazývá *větrná koraze neboli větrný ohrus*.

Jemná zrna, která jsou rozvířena větrem deponována z pouští na značné vzdálenosti. Prach se ukládá ve vlhčích stepních krajinách sousedící s pouští. Po tisíce let se prach usazuje ze Střední Asie monzunovými větry, jenž v Číně vytvořily několik set metrů mocné sprašové navátiny (Ziegler, 2001).



Obrázek 13 Tato skála je výsledkem součinnosti erozních pochodů zapříčiněné ledovcem, vodou a větrem, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Obrázek 13 Větrná abraze na spraších, Xi'an, Čína (foto: Krejčíř D., „expedice Čína 2015“)

Činnost gravitace. Bouček et al.(1953) uvádí, že zvětraný materiál ne vždy setrvá na svém původním místě. Na úpatích skal mohou vzniknout osypy z drti a úlomků nebo v úžlabinách skal suťové kužele. Gravitace na klasty v suti působí tím, že je třídí podle váhy a velikosti, přičemž ty největší se odvalují na okraje osypů a drobné frakce zůstávají pozadu výše. Pauk (1969) zmiňuje, že ke skalním sesuvům dochází právě z jara, kdy se uvolňují suti vlivem rozmrzání.



Obrázek 14 Podsvahové deluvium, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

B) Chemické zvětrávání

Účinkem fyzikálního zvětrávání se zvětšuje plocha zvětralého substrátu, který tak snadno podléhá zvětrávání chemickému. Hlavním rysem chemického zvětrávání je přeměna primárních minerálů na sekundární a tím celková látková proměna horniny (Jedickeová, 2004). Hlavním médiem zprostředkovávající zvětrávání je atmosférické voda, jenž obsahuje kyslík a kysličník uhličitý. Také další různé soli, kyseliny rozpuštěné ve vodě, humusové a organické látky (Záruba, 1972). Pelíšek (1956) podotýká, že se složité silikátové horniny účinkem chemického zvětrávání stávají čím dál více jednoduššími, až jsou finálními produkty koloidní půdotvorné složky jako *kyselina křemičitá*, *koloidní sloučeniny železa a hliníku*, *půdní jíl* a také kationty čili minerální živiny uvolněné v rozpustných formách.

Šarapatka (2014) řadí do chemických procesů, které se v přírodě hlavně podílejí na zvětrávání: rozpouštění, oxidaci, redukcii, hydrataci, karbonatizaci a hydrolyzu.

Rozpouštění. Demek (1978) dokládá, že schopnost vody rozpouštět různé minerální látky závisí na její teplotě, čistotě a na čase, kterému je daný substrát vystaven. Obecně řečeno, že ve studené vodě jsou nerostné látky méně rozpustné, než v teplé. Stejskal (1949) uvádí, že voda v přírodě bývá málokdy dokonale čistá, spíše v ní bývají vždy rozpuštěné některé soli, kyseliny, zásady a obzvláště humusové kyseliny, které zvyšují sílu rozpouštěcí schopnosti. Ze skupin minerálů jsou nejvíce rozpustné chloridy, některé sírany, méně pak karbonáty a úplně málo silikáty. Některé z nerostů jsou téměř nerozpustné a to světlá slída čili muskovit a oxid křemičitý čili křemen.

Oxidace. Jak Stejskal (1949) uvádí, že oxidace je proces, při kterém jsou obohacovány minerální součástky kyslíkem, který je obsažený ve vzduchu a srážkové vodě. Nejčastěji dochází k oxidaci u sloučenin železa a manganu. Dvojmocné sloučeniny železa oxidují na trojmocné a dvojmocné formy manganu zase na trojmocné či čtyřmocné. S tímto procesem je také spojena změna barvy, tudíž u dvojmocného železa, které bylo zbarvené zelenavě, až modravě se mění barva při změně do trojmocné formy na okrově žlutou, rezivou, hnědou, červenou, tyto odstíny jsou závislé na obsahu vázané vody. Dvojmocné formy manganu mají zpravidla odstín světle fialový až růžový a sloučeniny trojmocného a čtyřmocného manganu jsou hnědé až černé. Sulfidy oxidují na sulfáty a na příklad pyrit (*kýz železný*) poskytuje oxidací síran železnatý a volnou kyselinu sírovou. Další oxidací síranu železnatého přechází

do síranu železitého, jenž se dále mění až na finální produkt, kterým je limonit. Šarapatka (2014) doplňuje, že kyselina sírová značně urychluje zvětrávání. Zvětrávání pyritu, chalkopyritu, sfaleritu a dalších sulfidů označujeme jako *kyzové*.

Redukce je obrácený proces k oxidaci, to znamená, že se vlivem tohoto procesu přeměňují trojmocné sloučeniny na dvojmocné v případě železa a čtyřmocného manganu na dvojmocný. Takovéto procesy probíhají volně v přírodě v anaerobním prostředí, čili bez přístupu kyslíku, a z toho vyplývá, že prostředí takových reakcí je v permanentně v zamokřených horninách či půdách. Organické látky (humus) potřebují ke svému rozkladu kyslík, tudíž dochází k redukci (Stejskal, 1949, 1956).

Hydratace je dalším procesem, který způsobuje, že minerály bez obsahu vody ji přijímají, čímž se přeměňují v hydratované nerosty. Například přeměna anhydritu na sádrovec nebo hematit na limonit. Tyto procesy bývají spojeny s růstem objemu látek (Yong et al., 2012).

Hydrolyza je dle Pelíška (1956) proces chemického zvětrávání, který způsobuje v doprovodu vody rozpad složitých minerálů na dvě sloučeniny jednoduché. Podmínkou těchto procesů je schopnost rozštěpit čili disociovat vodu v přírodě dle rovnice $H_2O = H^+ + OH^-$. Pokorný (1972) zmiňuje, že s rostoucí teplotou vzrůstá i schopnost vody disociovat se a čím je voda teplejší, tím jsou látky v ní více rozpustné. Šarapatka (2014) uvádí, že disociace probíhá za vzniku kladného vodíkové iontu a záporného hydroxylového aniontu. Hlavním produktem hydrolyzy jsou zásadité sloučeniny čili kationty, které se po uvolnění váží s hydroxylovou skupinou, jenž vytvářejí zásadité a kyselé složky v půdotvorném substrátu.

Na příklad, pokud draselný živec, ortoklas podstoupí proces hydrolyzy, vzniká ve vodě nerozpustný silikát zvaný kaolinit, pak křemen a rozpustný uhličitan draselný. Tento proces se nazývá kaolinizace (Pokorný et al., 1972).

Karbonatizace je proces, při kterém dochází ke slučování oxidu uhličitého s některými bázemi (Ca, Mg, K, Na) za vzniku sekundárních nerostů. Pokorný (1972); (Šarapatka, 2014) píše, že se oxid uhličitý dostává do půd formou srážek, také je uvolňován biologickou aktivitou živých organismů a rozkladem odumírající hmoty. Dle Pelíška (1956) je kalcit nejčastějším minerálem, z kterého se uhličitán vápenatý větráním uvolňuje.



Obrázek 15 Intenzivní zvětrávání ve formě rozpuštění vápencových hornin vlivem tropického humidního klimatu, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)

C) Biologické zvětrávání

Pelíšek (1956) uvádí, že biologické zvětrávání nastává v důsledku působení rostlinných a živočišných organismů. Podle Stejskala (1949, 1956) je nutno rozdělit zvětrávání vlivem živých organismů a odumřelých zbytků. Šimek (1962) zmiňuje, že živé organismy působí, jak chemicky, tak i mechanicky na rozpad hornin. Půda je postupně připravována nižšími rostlinami, aby v pozdějších fázích pedogeneze mohly navázat růstem rostliny vyšší jako stromy a keře. Děje se tomu tak na holých skalách, kdy lišejníky zapouštějí svá hyfová vlákna do jemných trhlin a horninu pozvolna mechanicky a chemicky větrají. Postupně se připojují řasy, houby a mechy. Zárodky nižších rostlin jsou větrem roznášeny po okolí

a zpravidla bývají zachyceny v morfoloogicky členitém terénu, povětšinou na straně návětrné, které bývají většinou vlhčího charakteru. Také bakterie mají schopnost se usadit na holé skále. Stromy a keře svými kořeny, které sekundárně tloustnou, významně mechanicky horninu narušují a jak Kutílek (2012) uvádí, povrch kořenů vylučuje kyseliny, které sehrávají důležitou roli při rozpadu matečné horniny. Pokorný (1972) zmiňuje, že mikroorganismy jsou na povrchu zastoupeny v obrovském množství a hrají klíčovou roli při biochemickém zvětrávání. Podle Pelíška (1956) do mikroorganismů řadíme plísně a bakterie. Bakterie můžeme rozdělit na bakterie potřebující ke svému životu kyslík čili aerobní, avšak bakterie anaerobní vzdušný kyslík k životu nepotřebují. Aerobní bakterie zapříčiňují hlavně rozklad organických zbytků a tím, že expirují oxid uhličitý velice napomáhají zvětrávání minerálních částí půd i hornin. Jednou ze skupin aerobních bakterií jsou nitrifikační, které oxidují čpavek na kyselinu dusitou a následně kyselinu dusičnou, která také působí na zvětrávání hornin. Naopak denitrifikační bakterie zredukuje kyselinu dusičnou a tím odebírají kyslík. Ve vodách s vysokým obsahem železa, kde bývá rozpuštěný uhličitán železnatý, se vyskytují ve velké míře železité bakterie, které okysličují uhličitán vápenatý na hydroxyl železnatý. V důsledku oxidace jsou vody na bažinatých stanovištích zabarveny hydroxylem železnatým hnědě rezivě.

Z živočichů, kteří se podílejí na fyzikálním rozpadu hornin, jsou obzvláště takoví, kteří žijí v půdě. Za takové považujeme krky, hlodavce, žížaly, mravence, larvy hmyzu a další. Svou aktivitou přemísťují půdu, která se rozpadá na čím dál menší částičky. Tunely, komory, doupata po jejich aktivitě umožňují snadný přístup vody a vzduchu a tudíž se dostává k horninám, které nebyly dříve narušeny (Záruba, 1972).

Stejskal (1949, 1956) uvádí, že organické zbytky způsobují převážně chemické zvětrávání hornin. Ke svému rozkladu potřebuje humus kyslík, který získává redukcí některých minerálních složek hornin a půd. Zároveň zamezuje přístupu atmosférického kyslíku, takže spodní vrstvy humusu redukuje trojmocné železo na dvojmocné v kombinaci s oxidem uhličitým uvolňovaným rozkladem humusu. Uvolněné redukované dvojmocné železo se sloučí s oxidem uhličitým za vzniku kyselého uhličitánu železnatého $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. Kyseliny huminové jsou rovněž nezastupitelnými činiteli při větrání hornin a vznikají rozkladem humusu. Tyto kyseliny napomáhají k hydrolytickému rozpadu silikátů a podílí se na součinnosti jílovitého zvětrávání. Podle Kutílka (2012) jsou kalcity, olivíny, živce, pyroxeny a tmavé slídy relativně dobře zvětratelné minerály.



Obrázek 17 Mechy osidlují povrchy holých hornin jako první, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Obrázek 16 Zvířecí faktor přispívá významně k mechanické rozpadu hornin a transportu, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

3.2 Zvětrávání ve vztahu ke klimatickým podmínkám

Procesy zvětrávání jsou podřízené klimatickým podmínkám – dešti, teplotě a výparu. Hlavní je uvědomit si, že zvětrávání v suchém čili aridním klimatu probíhá jinak, než ve vlhkém čili humidním klimatu. V oblastech s humidním klimatem jsou srážky tak vysoké a intenzivní, že kationty a další koloidní sloučeniny z povrchu do hlubších partií prosakují a kumulují se do tzv. *obohacených horizontů* (Pelíšek, 1956). Šarapatka (2014); Kynický et al. (2015) uvádějí, že v oblastech, kde jsou srážky jen zřídka v průběhu roku, dochází ke zvýšené evaporaci, která má za následek, že vztlínající voda s rozpuštěnými solemi se kontinuálně odpařuje a tudíž vykvétá půdní povrch solemi.

A) Zvětrávání v niválním klimatu

Kynický et al. (2015) zmiňuje, že sněžné čili nivální klima se nachází v polárních oblastech a ve velehorách. Pokud tyto krajiny nejsou zrovna kryty ledovcem, dochází na povrchu k pomalé pedogenezi, jejímž výsledkem jsou půdy, které v zimě na dlouhý čas a hluboko promrzají. Když je arktické léto, tak roztává sníh a půda se mění v kašovitou hmotu, která opět v průběhu noci zamrzne. Jackson a Sherman (1953) konstatují, že sluneční záření, jenž dopadá na obnažené skály otepluje jejich povrch, čímž jednotlivé minerální složky mění svůj objem a trhají horninu. Dá se tedy konstatovat, že v niválním klimatu dominuje spíše mechanické zvětrávání hornin, než chemické. Mráz, který tu panuje, dokáže horniny trhat do značných hloubek. Účinnost zvětrávání je umocňována střídáním teplot v průběhu

ročních období, kdy jsou skály a půdy vystavovány střídavému promrzání. Jak zmiňuje Kynický et al. (2015) důležité jsou také výkyvy teplot v létě mezi dnem a nocí. Podle struktury puklin se horniny trhají na různě velké frakce, ostrohranné úlomky, desky či sut', která se velké míře kumulují na úpatí hor. Suti a další horninové detritáty po sléze podléhají chemickému rozpadu, avšak půdy v niválním klimatu jsou dosti chudé na jílový podíl. V polárních a velehorských oblastech se organické látky rostlinného původu hromadí jako rašeliny, jejichž vznik je z části podmíněn redundancí vody a nízkou teplotou.



Obrázek 19 Led na skalách hraje významnou roli při mechanickém rozpadu hornin vlivem zmrznutí a rozmrazení, Himaláje, Čína (foto: Krejčíř D.)

Obrázek 18 Voda neustálým pohybem rozrušuje horninu a prohlubuje do ní erozní rýhy, Himaláje, Čína (foto: Krejčíř D.)

B) Zvětrávání v humidním klimatu

Vlhké čili humidní klima se rozprostírá od mírného pásma až po tropické. Mechanické zvětrávání je zpravidla pomalejší v oblastech humidních oproti niválním nebo aridním, protože bývá kryto vegetací. Typické pro zvětrávání v humidních oblastech je hydrolytický rozklad nerostných složek hornin, tudíž převládá chemický a biochemický rozpad. Humus v půdách hraje též významnou roli při rozkladu chemickém, zvláště v mírném pásmu (Kynický et al., 2015). Kutílek (2012) doplňuje, že v tropických oblastech neklesá teplota pod 20°C a kde jsou srážky po většinu roku vyšší než evaporace.

Kompaktní a čerstvé horniny se v oblastech s humidními podmínkami objevují jen zřídka. Území bývají zpravidla vždy pokryta tenkou či mocnou vrstvou zvětralin, na kterou působí pravidelné srážky vymýváním. Voda, která prosakuje skrz půdotvorný substrát a odnáší jednoduše rozpustné substance a houževnaté silikáty hydrolyticky štěpí. Ve

spodinách se pak hromadí vzniklý humus, koloidy Fe a Al a koloidní kyselina křemičitá (Jackson a Sherman, 1953).

Stejskal (1949, 1956); Shellman (1982, 1983) in Jones et al. (1996) uvádí, že klíčovou roli při zvětrávání v tropických a subtropických oblastech s humidním a semihumidním klimatem hrají atmosférické srážky, zvýšená teplota. Proto zde probíhá zvětrávání zcela odlišným způsobem. Humus, jenž se vytvoří z organických látek, se mnohem rychleji rozloží a tudíž jako složka půd není tak významný. Mobilní kyselina křemičitá je vyluhována ve spodinách, oproti tomu sloučeniny Fe a Al se kumulují ve vrchních horizontech. Kutílek (2012) konstatuje, že finálním produktem zvětrávání jsou tedy oxidy železa a hliníku. Stejskal (1949, 1956) zvažuje, že chemické zvětrávání v tropických a subtropických oblastech je charakterizováno vysokou intenzitou a označuje se jako allitické. Tropické a subtropické oblasti jsou význačné též vznikem odlišných typů půdních, než mírné či chladné klimatické zóny. Výsledkem allitického zvětrávání se rodí černozemě a laterity a sekundárním transportem vznikají bauxity. Šála (1977) uvádí, že dalším produktem tropického zvětrávání je laterit. Téměř většina hornin v tropech zvětrává do velkých hloubek, takže profil lateritu může být 20 až 50 metrů hluboko, lokálně až 100 metrů. Lateritizací, *ferralitizace* rozumíme proces tvrdnutí.

C) Zvětrávání v aridním klimatu

V suchých čili aridních oblastech je zvětrávání podmíněno nedostatkem srážek a za vysokých stále měnících se teplot. Tyto podmínky zapříčiňují, že je krajina v oblastech pouští kryta jen skromnou vegetací. Dá se tedy říci, že mechanický rozpad hornin je dominujícím (Kutílek, 2012). Žalud et al. (2010) uvádí, že k rozkladu veškerých organických hmot dochází velice rychle. Chemické zvětrávání je v aridních oblastech limitováno nedostatkem úhrnu srážek. Podle Kynického et al. (2015) mají zvětraliny při snížené vlhkosti velice limitovanou schopnost mobility a v důsledku toho se hromadí na povrchu v podobě solí, železitého pouštního laku. Dle Rathore (1994) je důležitým znakem půd v suchých oblastech nedostatečná zadržovací kapacita pro vodu a schopnost poutat půdní živiny. Podle

Hrušky (1998) v aridních oblastech dochází k značnému větrnému odnosu, kterému podléhá suchý a sypký zvětralý materiál.



Obrázek 20 Evapority tvořící celé kompaktní bloky, jež svědčí o dlouhodobém intenzivním chemickém zvětrávání, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

3.2.1 Zvětrávací typy

Jak Šarapatka (2014) a Hruška (1998) zmiňuje, tak se zvětrávání dělí podle rozpadu silikátů a na základě toho rozeznáváme tři zvětrávací typy, jež jsou charakteristické pro jednotlivé klimatické pásy.

I. Siallitické zvětrávání

Je charakteristické poměrem $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$ a více (1 : 3; 1 : 4; 1 : 5; ...), (Hruška, 1988). Jak uvádí Stejskal (1956) je v průběhu tohoto zvětrávání podmiňována geneze sekundárních hydratovaných silikátů aluminia a trojmocného železa, jež se souhrnně označují jako jílové minerály. Zřetelným znakem siallitického zvětrávání je tvorba koloidních finálních pseudoroztoků, přičemž Melka (2014) doplňuje, že koagulací a sorpcí některých kationtů s pseudoroztoky vznikají jílové minerály jako montmorillonit, kaolinit,

nontrit, illit atd. Podle Šarapatky (2014) mají jílové nerosty rozdílnou sorpční schopností pro kationty čili živiny.

A právě kvůli tomu rozeznáváme subtyp **nasyčený** siallitického zvětrávání, kdy jsou tvořeny pouze jílovými nerosty montmorillonitu, jenž mají podle Baiera (1985) vysokou sorpční schopnost. K tomuto subtypu dochází v mírném klimatickém pásmu, což způsobuje pomalou tvorbu jílnatých substancí (Šarapatka, 2014). Pozvolna jsou uvolňovány obsažené chemické frakce z matečné horniny čili z horninotvorných silikátů v podobě jílových substancí. Montmorillonitický neboli nasycený typ zvětrávání podmiňuje pedogenezi černozemí a rendzin v mírném pásmu, zejména na stepích a v oblastech polopouštních (Stejskal, 1956).

Dalším subtypem je **podzolový** s více účinným rozkladem silikátů v acidním prostředí, zde se tvoří intenzivněji jílové nerosty jako illit a kaolinit s nižší sorpční schopností pro kationty (Šarapatka, 2014).

Jak uvádí Stejskal (1956) téměř většina uvolněných jílotvorných složek a bází je spláchnuta do nižších horizontů, kde se postupně kumulují do obohacených horizontů. Tento subtyp je také běžný v temperátní klimatické zóně. Díky kyselé reakci, kterou způsobuje tvorba kyselého humusu, jsou všechny složky vertikálně transportovány do spodin půdního profilu. Nejrychleji vyplavujícími se prvky jsou hliník a železo a nejpomaleji křemík. To má za následek kumulaci SiO_2 v hořejších vrstvách profilu a hromadění Al a Fe ve spodních vrstvách. Podzolizace má geografické rozšíření především v oblastech mírného pásma, přičemž Klimo (2003) doplňuje, že průběh tohoto procesu je znám i v humidním tropech.

Poslední subtyp je **kaolinický**, který vzniká v kyselém prostředí, při němž dochází k hydrolytické desintegraci silikátů. Báze, kyselina křemičitá a železo jsou rychle odplavovány spodní vodou a na místě, kde probíhalo zvětrávání, se tvoří kaolinit s nízkou sorpcí (Klimo, 2003). S tímto subtypem se setkáme v tropech a subtropích. Tento zvětrávací subtyp probíhá příznivě zejména na minerálně chudých, ačkoli na živce bohatých horninách jako jsou žuly, ruly, arkosy (Stejskal, 1956).

II. Sialliticko-allitické zvětrávání

Je v poměru $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ dvě a méně. Již podle názvu jde poznat, že se jedná o přechodový typ mezi siallitickým a allitickým zvětráváním. Setkáme se s ním především v oblastech tropů a subtropů a rozlišujeme ho na dva subtypy: terra rosa, ferralitizační zvětrání (Šarapatka, 2014).

Smolíková et al. (1972) uvádí, že na karbonátech vzniká v tropech tzv. *terra rosa* (červenozemě), jenž vzniká **červenozemním** zvětrávacím subtypem. Na místě, kde probíhá zvětrávání, většinou zůstanou oxidy Al a Fe a dvojmocné báze. Červené zvětralininy mají vysoký obsah železa. Pelíšek (1956) uvádí, že toto zvětrávání probíhá v mírně alkalickém prostředí.

Druhým subtypem je **ferralitizační** zvětrávání, jenž probíhá na silikátových horninách v alkalickém prostředí. Tyto produkty jsou však acidní a po ztrátě bázi a z části kyseliny křemičité jsou ve zvětralinách koncentrovány oxidy železa a hliníku (Klimo, 2003).

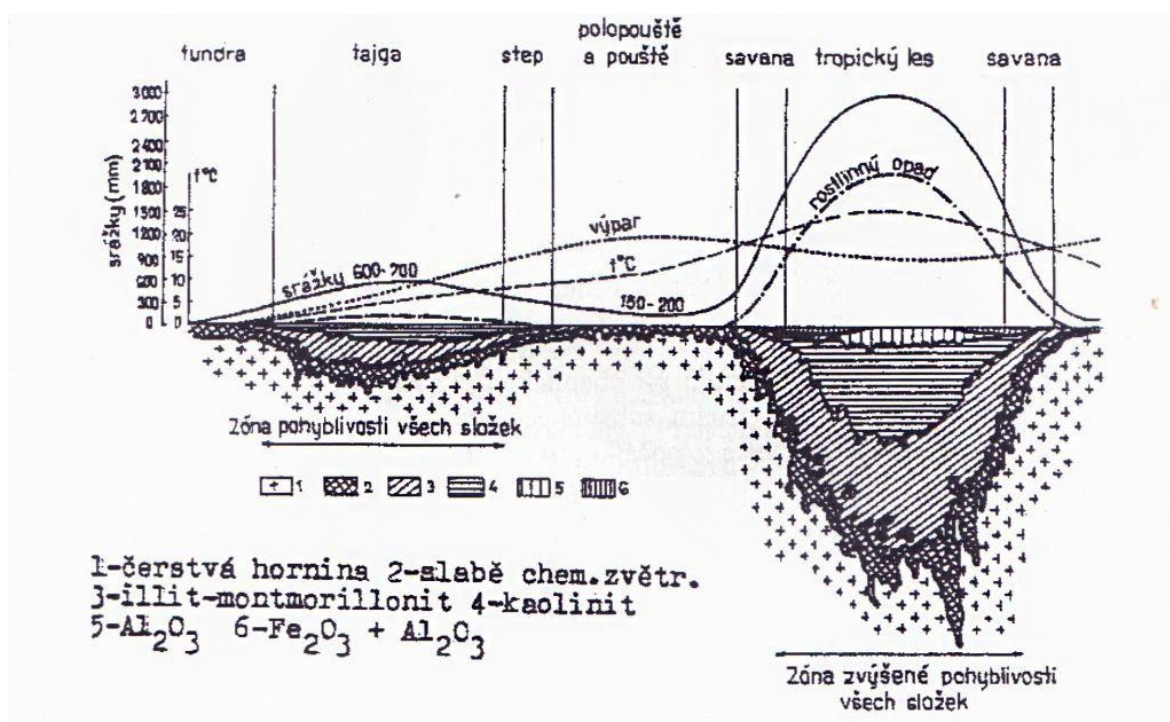
III. Allitické zvětrávání

Kutílek (2012) uvádí, že toto zvětrávání je typické pro humidní tropické oblasti, kde dominují vysoké, intenzivní srážky, vysoká teplota a střídání vlhkého a suchého období. Hruška (1998) píše, že allitické zvětrávání je typické tím, že v horních vrstvách půdního profilu nejsou obsaženy žádné koloidní aluminosilikáty nebo ferrisilikáty, avšak se tu kumulují hydroxidy a oxidy hliníku a oxidy trojmocného železa.

Zvětrávání **lateritické** tzv. *lateritizace* se odehrává především v tropických a subtropických oblastech za vzniku hydroxidů Fe a Al a při intenzivním vymývání a odnosu SiO_2 z povrchových vrstev (Hejtman, 1981). Jak uvádí Kočárek et al. (1967) se lateritické půdy, tedy laterity (plintit, ferrolit) vytváří především na bazických horninách, jako jsou dolomity, vápence, čediče, gabra, přičemž Smolíková (1972) uvádí, že hlavním zvětrávacím elementem jsou uhličitany hořčíku a sodíku - MgCO_3 , NaCO_3 , potom rozpuštěné soli kyseliny uhličitá $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ čili výsledný produkt rychlého tlení biomasy za vysoké teploty a humidity. Duvigneaud (1988) píše, že se děje tomu tak, pokud je střídání vlhkých a suchých období, tím pádem je půda promývána, jak od shora srážkami, tak zespoda výparem. Jak Šála (1977) uvádí oxidy železa a hliníku se zde pak mohou kumulovat v takovém množství, že vytváří souvislý železitohlinitý neprostupný krunýř. Dalšími faktory, které se mohou podílet na vzniku lateritu, jsou soli ze skupin chloritů a síranů – NaCl , CaCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4 . Dle Pelíška (1956) hluboko v lateritických profilech dochází k mírně kyselé reakci

za vzniku kaolinitu, kde se na samotné bázi lateritu kumuluje parciálně SiO_2 ve formě opálu nebo chalcedonu.

Ve shrnutí je laterit nebo lateritický bauxit nejvíce zastoupeným reziduálním sedimentem v tropických oblastech. De facto se jedná o produkty intenzivního zvětrávání a minerálním složením obsahují laterit goethit, hematit, hydroxidy Al, kaolinové minerály a křemen v různých formách (oxidy i hydroxidy) (Jones et al., 1996). Podle Pelíška (1956) mocnost lateritizace dosahuje místy hloubek 50-80 metrů a Šarapatka (2014) dokládá, že je to důkazem dlouhodobého působení intenzivních chemických pochodů.



Obrázek 21 Diagram relativní hloubky zvětrávání a produktů zvětrávání ve vztahu k faktorům zvětrávání v transektu od severního pólu k rovníku. (Zdroj: Jandák, skriptum, 2008)

4 PŮDY, PŮDOTVORNÉ FAKTORY A VÝVOJ PŮD

Jandák et al. (1998) uvádí, že půda je označována jako nejvrchnější část litosféry, k jejímuž vzniku bylo potřeba sérií zvětrávacích a půdotvorných procesů. Pedosféra je vygenerovaná část země fyzikálními, chemickými a biologickými činiteli tak, že umožňuje existenci rostlinstva. Pauk (1969) zmiňuje, že půdotvorní činitelé zapříčiňují, že se půdotvorný substrát proměňuje vlivem půdotvorných procesů, jehož finálním produktem je půda. Dle Dudka (1984) zbytky odumřelých rostlin a živočichů na povrchu země za přístupu vzduchu ztrouchnivějí, mísí se jako humus se zvětralinami hornin. Poleno et al. (2011) uvádí, že dalšími činiteli, kteří se podílejí na vývoji půdních typů, je především minerální podloží, chemismus zvětralin a vegetace. Smolíková et al. (1972) dělí půdotvorné faktory na dva druhy. Prvním druhem jsou faktory přímo podmiňující přeměny substrátu v půdě - voda, teplota, vodíkové ionty. Dalším druhem jsou faktory nepřímo podílející se na podmiňování a ovlivňování veškerých účinků přímo působících činitelů. Jimi jsou podnebí, organismy, reliéf, čas. Podle Stejskala (1949) rozeznáváme půdy z genetického hlediska na primární čili eluviální, vzniklé přímo na místě zvětrání a půdy sekundární, jenž byly transportovány vodou, větrem, ledovcem či svahovými pohyby. Podle tohoto rozdělení můžeme dělit na primární půdy podle petrografické povahy matečné horniny např. půdy vápencové, diabasové, serpentinitové, drobové, rulové a také podle geologického stáří na půdy silurské, permské, křídové, eocenní, pleistocenní a tak dále. Dle Pauka (1969) je důležité třídění půd na základě jejich mechanické stavby a podle velikosti jednotlivých klastů rozeznáváme půdy kamenité, písčité, hlinité, jílovité a přechody mezi nimi. Z pohledu retenčních schopností pro vodu a vzduch můžeme půdy hodnotit jako propustné čili lehké, též teplé a nepropustné čili těžké, též studené. Na houževnatých horninách se tvoří zpravidla půdy mělké.

4.1 Půdní profil

Podle Kočárka et al. (1967) se jedná o jakýsi kolmý řez půdou, proto půdní profil. Směrem od povrchu země až k matečné hornině rozlišujeme 3 základní horizonty:

- 1) **HORIZONT A** je nejvrchnější půdní vrstva skládající se za normálních podmínek z humusu. U půd vyluhovaných horizont A dělíme na A_1 a A_2 .

- 2) HORIZONT **B** je obohacený o naakumulované substance z horizontu A. Kumulace a obohacení koreluje s klimatem. Aridní klima má směr vyluhování od horizontu B k horizontu A, v humidním od horizontu A k B.
- 3) HORIZONT **C** je samotná matečná hornina, jenž zatím nebyla postihnutá zvětráváním.

4.2 Organická hmota v půdě

Humusem se myslí jedna z nejdůležitějších součástí půdy, která je většinou zodpovědná za usměrnění pedogeneze a zároveň má vliv na půdní vlastnosti, jenž korelují s ekologií lesních porostů (Klimo, 2013).

Babela (1970) in Klimo (2003) zmiňuje, že pedogeneze úzce koreluje s evolucí společenstev, které svými odumřelými zbytky vytváří v půdě zásobárnu půdního humusu a dalších látek. Rostliny a mikrobiální aktivita uvolňují a vážou uhlík. Uhlík může být ve vztahu k půdě buďto volný, stabilní anebo aktivní. Jak už název napovídá, volný uhlík není v půdě nijak vázaný na žádné minerály či minerální agregáty. Stabilní uhlík je součástí humusových látek, huminových kyselin a fulvokyselin. Je velmi rezistentní vůči mineralizaci nebo biodegradaci. Aktivní uhlík je takový, který tvoří jednoduše degradovatelné sloučeniny a může být snadno metabolizovatelný.

Toto jedinečné prostředí zapříčiňuje zrod koloidní organické frakce hnědé nebo černé barvy nazývané humus. Povrchovou kumulací utváří tmavě zbarvenou vrstvu A₀ či A₁ (Anisimov et al., 2007-2008).

V málo kyselém prostředí, zvláště provzdušněném prostředí je rozkladná aktivita vyšších hub ze skupiny stopkovýtrusných (*Polyporus*, *Armillariella*, *Pleurotus*) podstatně vyšší, než ve velmi kyselém prostředí, kde produkují oxidací ligninu deriváty chudé na dusík. Půdní živočichové též obohacují půdu svými metabolickými výměšky – koprogenní humus (Duvigneaud, 1988).

Mineralizace je rozklad organických látek, na kterém participují fyzikální, chemické a hlavně biologické procesy (Klimo, 2003). Jakmile probíhá primární mineralizace, jsou rozkládány cukry, polysacharidy, proteiny, aminokyseliny, tuky atd. Produkty vzniklé mineralizací se uvolňují buďto do vzduchu nebo jsou využity mikroorganismy a rostlinami (Šála, 1977).

Humifikace je syntéza huminových substancí z jednoduchých sloučenin, jenž byly vytvořeny rozkladem organické hmoty (Jandák, 2008). Podle Šály (1977) jsou dominantními rozkladači v půdě mikroorganismy v ideálních podmínkách střídajíc aerobní a anaerobní podmínky. V anaerobním prostředí vzniká pak humus pravý.

4.2.1 Průměrné zastoupení organické hmoty v jednotlivých vegetačních zónách

Bazilevičová a rodina (1970) in Klimo (2003) udává množství organické hmoty v sušině v tunách na hektar:

polární zóna	17,1
boreální zóna	189,2
<u>subboreální zóna:</u>	
oblast humidní	342,0
oblast	20,8
oblast aridní	22,7
<u>subtropická zóna:</u>	
oblast humidní	366,1
oblast semiaridní	96,7
oblast aridní	13,9
<u>tropická zóna:</u>	
oblast humidní	440,4
oblast semiaridní	107,4
oblast aridní	7,0

4.3 Dynamika a roztrídění nejrozšířenějších typů půd do jednotlivých klimatických zón

Půdy jsou produktem dlouhých a složitých procesů, které jsou vlivem klimatu, vegetace, organismů pozvolna dotvářeny. Tyto procesy mohou vzít dokonce i tisíce let (Klimo, 2003). Články, které se v krajině permanentně doplňují, tvoří jakousi trojici a to podnebí, biomu a půdy, jenž jsou v neustálé interakci mezi sebou, dá se hovořit o cyklu (Duvigneaud, 1988). Duvigneaud (1998) konstatuje, že na základě těchto faktorů je ekosystém schopen sukcese až do stavu klimaxového stádia. Půda má schopnost měnit se v čase a je charakterizována

migrací půdních koloidů s peptidy a rozpuštěnými ústrojnými látkami, jenž kopírují směr vody po geodetikách (po gravitačních křivkách). V humidních klimatických podmínkách vede sestupná migrace k lesivaci, tudíž pod horizontem A₂ vzniká jílový horizont B, v němž se neustále kumulují seskvioxy Al, Fe a humusové substance. V klimatu aridním se vzlínavou migrací na povrchu tvoří kůra z vykrystalizovaných minerálních solí. Minerální hmotu půdní tvořenou vrstevnatým sledem nad sebou bývá doprovázeno stratigrafií organické hmoty. Někdy bývá utvořena hutná vrstva opadanky a koprogenního či mykogenního humusu v přesně definovaných vrstvách A₀, A₁.

Klimo, 2003; Prax a Pokorný, 2004; Šarapatka, 2014 uvádí, že půdy s dostatečnou retencí v rovině či ve svažitém terénu jsou v celém půdním profilu zrcadlem poměru teploty, rozložení úhrnu srážek, vegetačního pokryvu dle bioklimatických zón, tudíž takové půdy označujeme jako zonální. Intrazonální se od zonálních a azonálních diferencují na základě drenáže, fertility minerálního podloží, nikoli klimatem. A jako nevyvinuté, značně kamenité, na málo zvětrané a dezintegrovane hornině označuje půdy jako azonální.

Na planetě rozlišujeme šest stěžejních druhů zonálních půd a to: půdy podzolové, půdy černozemní, půdy pouštní, latosoly, půdy červené středomořské, tundrové půdy a též sem patří horské půdy (Duvigneaud, 1988).

1) Podzolové půdy

Duvigneaud (1988) uvádí, že *Podzoly* se utvářejí v klimatu s chladnějšími teplotami a vysokými srážkami; klimaxovou vegetací tvoří tajga (vřesovcovitý jehličnatý les), tj. na živiny nenáročná fytoceóza, která z půdy odebírá pouze málo nezbytných biogenních prvků. Dle Šarapatky (2014) v důsledku méně příznivého klimatu je činnost živočichů rapidně snížena a proto je opad z jehličnanů a rostlin pomalu metamorfován ve sterilní mor. Šála (1977) píše, že mor, jehož přeměniteli jsou zpravidla houby, je tu mocně naakumulovaný a mineralizace na něm probíhá velmi pomalu. V období intenzivních srážek, uvolňuje mor do půdy hodně agresivních fulvokyselin, díky kterým se jak doplňuje Šarapatka (2014) iniciuje stádium podzolizace, při níž je jíl typu *montmorillonitu* rozkládán v křemík a seskvioxy hliníku.

Seskvioxy hliníku a železa spolu s ústrojnými kyselinami jsou splavovány do nižších vrstev, někdy i do značné hloubky, kde utvářejí nápadně zbarvené obohacené horizonty B. Pod velmi silným horizontem A₀ je horizont A₂ tzv. *podzolizovaný* neboli vyluhovaný. Je zbaven podle křemíku a jeho typickou barvou je šedá. (zola = popel) (Pokorný, 1972).

Šarapatka (2014) píše, že v době, kdy jsou nejvyšší teploty a nedostatek srážek, je evaporace největší, čímž dochází k přesycování roztoků akumulovaných v horizontu B a v důsledku se tvoří konkrece, jenž se mohou spojit v souvislou tvrdou kůru (allios, ortstein, železnák), které brání tomu, aby voda odtékala a pronikání kořenového systému. Duvigneaud (1988) zmiňuje, že na světě tyto půdy pokrývají 15 miliónů km², zvláště v Ruské federaci. Tyto půdy jsou málo fertily, jelikož mají nedostatek živin, tudíž jsou pro výživu rostlin nevhodné. Avšak vhodné jsou pro svoje klimaxové stádium jehličnatých lesů.

▪ **Lesní hnědozem**

Šarapatka (2014) tvrdí, že se v mírné klimatické zóně s klimaxovým listnatým lesem se vytvářejí mulové typy půd, pro které je běžná rychlá mineralizace opadu a tím pádem i celý cyklus biogenních prvků.

Jílové koloidy montmorillonitu jsou stabilizované, jelikož mají dostatek výměnných bází (Melka, 2014). Také je prostupují oxidy železa, jenž zbarvují půdy do typicky hnědé barvy. Chemicky není jíl odbouráván, avšak se mírně vyplavuje (Stejskal, 1956).

2) **Černozemní půdy**

Tyto půdy vznikají na karbonátových horninách bohatých na vápník a hořčík - často na spraších, v semiaridním kontinentálním klimatu (Jandák, 2008). Duvigneaud (1988) doplňuje, že klimaxovou vegetaci tvoří step s hustým travním pokryvem (*Stipa*, *Poaceae*).

Profil je typu AC a je příznačný humusovým horizontem A₁, je to černý a hluboký horizont (60-150 mm) (Pokorný, 1972).

Srážkový úhrn se pohybuje v rozmezí 350-450mm za rok (Rožnosvský, 1999), dá se tedy říci, že nejsou tak silné a proto nedochází k lesivaci jílu a železa (Shroeder, 2013). Na horizontu C_a se kumulují karbonáty ve formě pseudomycélií, kam prorůstají i kořeny. Horizont A₁ je stále nasycen vápníkem a hořčíkem a humusové koloidy jsou v harmonii – je provzdušněná půda, což vytváří s jílem celistvé komplexy tzv. šedé huminové kyseliny s obsahem dusíku (Duvigneaud, 1988).

Kořeny travních systémů jsou velice dobře vyvinuty v tomto horizontu a díky tomu jsou rostliny schopny rychle absorbovat minerální látky vzniklé rozpadem humusu (Duvigneaud, 1988).

Černozem je vyvinuta ve střední Asii. Je to půda s pověstí nejúrodnější půdy vůbec, je vhodná k pěstování obilnin (Duvigneaud, 1988).

3) Kaštanové půdy a sěrozem

Jejich vznik je podmíněn semiaridním kontinentálním klimatem, kde se srážky pohybují kolem 250 - 300 mm ročně. Jsou to půdy málo bohaté na organickou hmotu a obsahují více karbonátů, než černozemě. Vegetace na stepi je řidší. Horizont A₁ je hluboký cca 50 cm a má barvu čokoládovou od vápnatého humusu; karbonáty jsou obsaženy někdy od 3 - 7 % (Duvigneaud, 1988).

Na okrajích pouští, kde roční úhrn srážek činí 100 - 200 mm je půda chudá humusem a bez volných oxidů Fe a povrch je zbarven šedou vrstvou karbonátů. Pokud dochází v těchto oblastech k intenzivnímu vypalování, může dojít k tvorbě sádro-vápnité kůry – šedé polopouštní půdy neboli sěrozemě. Tyto půdy bývají častokrát zasolené, avšak mají jisté minerální bohatství, takže pokud by byly vhodně zavlažované, tak aby nedocházelo k zasolování, je na nich možné pěstovat polní plodiny i lesy (Klimo, 2003).



Obrázek 22 Nevhodným zavlažovacím systémem dochází k vysoké salinizaci povrchu spraší, Feng Zehn, Mongolsko (Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)

4) Pouštní půdy

Tyto půdy se vytváří pod řídkým vegetačním pokryvem. Dezintegrace matečné horniny probíhá z větší části mechanickým typem zvětrávání, protože chemickému zvětrávání brání nedostatek vody. Chemickým zvětráváním vzniká pouštní lak (Kynický et al, 2015). Humus

není vyvinut. Poušť rozlišujeme na reg, což je kamenitá spojená tvrdou kůrou a erg, což je poušť písčaná (Duvigneaud,1988).

Salašová et al. (2014) konstatuje, že díky vysoké evaporaci z povrchu dochází k vzlínání roztoků s rozpuštěnými solemi, které po dosáhnutí povrchu na něm krystalizují, přičemž Duvigneaud (1988) zmiňuje, že potencionální fertilita těchto půd by mohla být vysoká, pokud by však došlo k efektivnímu přívodu vody. K pouštím lze přiřadit, jak půdy zonální, tak azonální – slané půdy, půdy oáz, půdy vádí atd.



Obrázek 23 Vádí vyerodovalo do matečné horniny systém údolí s četnými aluvii, které slouží jako vhodný substrát pro rozvoj skromné vegetace (*Ulmus pumilla*) (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

5) Ferralitické půdy (latosoly)

V tropickém nebo rovníkovém klimatu je průběh zvětrávání mnohem rychlejší, než je tomu v mírné klimatické zóně. Dochází tu k vyluhování křemíku tzv. *desilikace* a ke kumulaci Al a Fe v hlubších vrstvách půdního profilu. Jednotlivé vrstvy mývají nezřetelné ohraničení mezi horizonty. Vyluhování biogenních prvků dosahuje značných hloubek (Duvigneaud, 1988).

Jestliže je však hornina kyselá, to znamená obsahující vysoké množství křemene, tak příčinou je, že se křemík částečně váže s hliníkem a tvoří skupinu kaolinitu s hydroxidy železa a velmi nízkým obsahem volného hliníku (Šarapatka, 2014).

Tento typ půd se složitými pedogenetickými pochody, se utváří pod neuvěřitelně hustými rovníkovými lesy nebo ve světlých tropických lesích. Jednotlivé půdní částice, jež tvoří texturu jsou jemné pelitické (hlinité nebo jíl), se v suchých obdobích trvajících 5 - 7 měsíců agregují a vytvářejí pisolity nebo malé agregáty o velikosti zrnka písku, nazývané tzv. pseudopísk. Ačkoli jsou tyto půdy hlinitojílovité, tak jsou málo plastické, při vysoké humiditě nemají tendenci bobtnat, jsou lehké, mají vysokou retenční schopnost a jsou velice snadno kultivovatelné (Duvigneaud, 1988). Jejich fertilita je velice nízká, kvůli snížené schopnosti výměny bází. Koloidní komplex je tvořen plejádou seskvioxidů a kaolinitem. Kvůli vysoké teplotě a vlhkosti klimatické zóny čerstvý opad podléhá rychlému rozkladu. Jak již bylo zmíněno, tyto půdy jsou téměř sterilní a cyklus biogenních prvků tu probíhá nadměru rychle, tudíž se hodí především pro klimaxový vegetační pokryv rovníkových deštných lesů (Kutílek, 2012).

▪ **Tvorba lateritového krunýře/pancíře**

Duvigneaud (1988) uvádí, že po devastaci lesu zbyde pouze úhor, jenž se pozvolna promění v savanu. Horizont B, který obsahuje seskvioxidy Fe_2O_3 a Al_2O_3 je erozí denudován a vystaven sluneční radiaci a vypalování, tím se hydráty železa a hliníku zbaví vody a ztvrdne v pisolitické až červovité agregáty. Dle Alexander a Cady, (1962), Soil Survey Staff, (1999); Eswaran et al., (2003) in Anisimov (2007-2008) se tyto agregáty dále propojují v krunýř připomínající houbovité struktury, které jsou cihlové barvy. Jakmile eroze odstraní vrchní horizont a následně jsou přirozenou cestou ohlazeny, dá se říci, že je tato půda mrtvá, jelikož se stává nepropustná pro kořeny rostlin.

De facto se jedná o hmotu tvrdou jako skála, sterilní a pouze v limitovaném množství ji mohou zpětně kolonizovat pionýrské druhy dřevin a málo dynamická společenstva. Půdy jsou velice kyselé a chudé a trvalá rekultivace by vyžadovala vysoké hnojení (Duvigneaud, 1988).



Obrázek 24 Ukázka lateritového profilu, na němž je vidět intenzita a hloubka tropického allitického zvětrávání, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)

6) Tropické okrové železité půdy

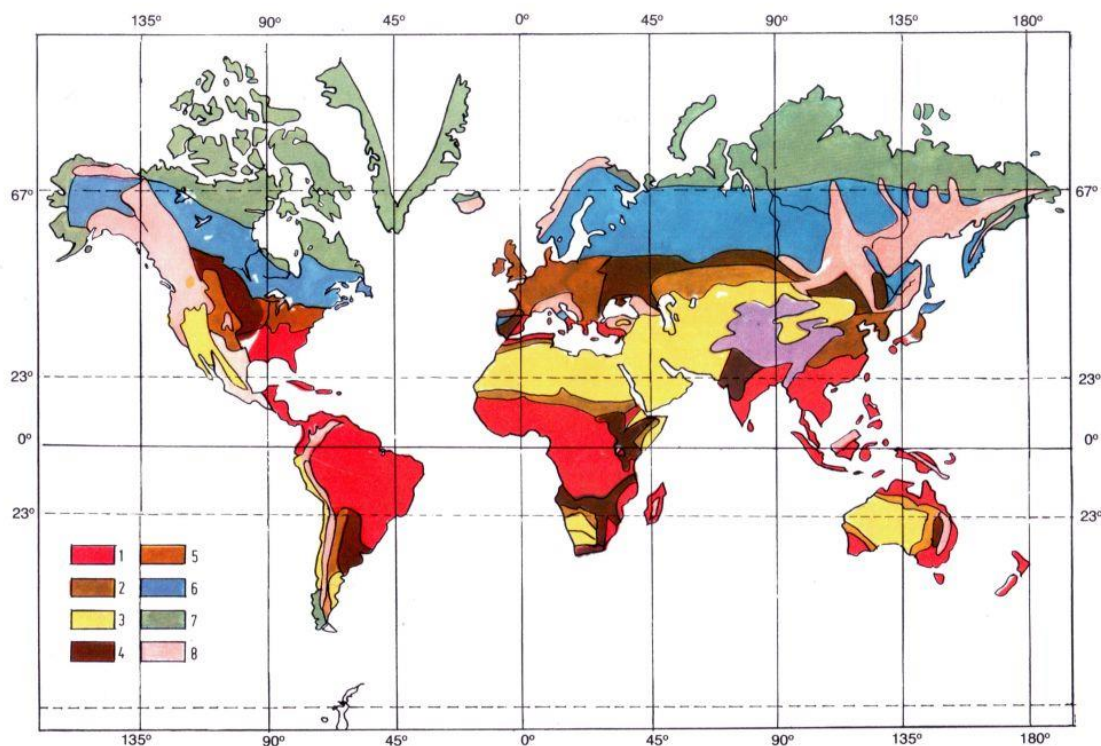
V aridním tropickém klimatu (aridní sezóna v trvání minimálně 8 měsíců) jsou v pásmu trnité vegetace a semiaridních tropických stepí půdy hlubší, než v oblastech mírného klimatu. Jsou také bohaté na oxidy železa, zbarvením jsou žluté až okrové. Vlivem srážení se tu objevují železité konkrce, avšak rozdílem od latosolí je, že nevytváří souvislý železitý pancíř, pouze v rozsedlinách s nízkou hranicí gravitační vody (Šarapatka, 2014).

7) Půda tundry

Jsou charakteristické pro polární oblasti, kde roste pouze omezeně řídká vegetace. Nízká teplota snižuje biologickou aktivitu a tudíž i biochemické procesy a i chemické procesy, jenž významně urychlují zvětrávání a pedogenezi. Vzniká tu základní profil AC na pevné, částečně navětralé hornině nebo na věčně zmrzlé půdě čili permafrostu (mezlota, pergélisol) (Duvigneaud, 1988).

8) Horské půdy

Nalézáme zde půdy všech typů, často však velice skeletnaté, pokrývají významné horské masívy jako Alpy, Anatólii, Himaláje, Andy, Sierra Nevadu atd. (Duvigneaud, 1988).



Tabule 13 Rozmístění velkých půdních typů na zeměkouli. 1 – půdy ferralitické (latosoly); 2 – půdy kaštanové a sérozem; 3 – půdy pouštní; 4 – půdy černé (černozem); 5 – hnědozem; 6 – podzol; 7 – půda tundry; 8 – horské půdy.

Obrázek 25 Nejrozšířenější půdní typy světa (zdroj: Duvigneaud, 1988)

4.3.1 Přehled hlavních půdních skupin dle FAO – UNESCO

- a) Organické půdy – Histosoly
- b) Minerální půdy vývojově ovlivněné lidskou činností – Anthroposoly
- c) Minerální půdy ovlivněné půdotvorným materiálem, vzniklé na:
 - vulkanických materiálech – Andosoly
 - píscích – Arenosoly
 - jílech – Vertisoly
- d) Minerální půdy vývojově ovlivněné topografií
 - v nížinách (nivách) – Fluvisoly, Greysoly

- ve zvýšených územích – Leptosoly, Regosoly
- e) Minerální půdy ovlivněné limitovaným stářím – Cambisoly
- f) Minerální půdy ovlivněné klimatem ve vlhkých tropech a subtropích – Plinthosoly, Ferrasoly, Nitisoly, Acrisoly, Alisoly, Lixisoly
- g) Minerální půdy ovlivněné klimatem v aridních a semiaridních oblastech – Solončaky, Solonce, Gipsisoly, Calcisoly
- h) Minerální půdy ovlivněné ve stepních oblastech – Kaštanozemě, Černozemě, Phaeozemě, Greyzemě
- i) Minerální půdy ovlivněné klimatem v oblastech subhumidních lesů a travních porostů – Luvisoly, Podzoluvisoly, Planosoly, Podzoly (Prax a Pokorný, 2004)

4.4 Eroze a degradace půd

Klimo (2003) uvádí, že půdu je možné pokládat za relativně stabilní složku lesních ekosystémů a to i vzhledem k dlouhodobosti její geneze. Případná její destrukce může ovšem vyvolat vážné snížení produkční úrovně lesních porostů, případné zhroucení lesního ekosystému jako celku.

Pokud není ekosystém zasažen antropogenními a jinými vlivy, je půda chráněna vegetací, která má velice dobré retenční vlastnosti, na jejichž základě dokáže po určitou dobu zadržet dešťovou vodu, jenž po sléze prosakuje do spodních vod, kde odtéká do potoků, řek a jezer. Jakmile dojde k disturbanci vegetačního pokryvu, úhrn srážek standardně zachycený pokryvem při silné dešťové periodě stéká rychle v nerovném terénu a tím pádem půda není schopna v tomto rychlém sledu událostí zadržet dostatečné množství vody, nýbrž je silnými proudy strhávána a odnášena do řek ve formě bahna, kde postupně sedimentuje (Marsch a Kaufman, 2013). Tyto zátopy, jakým způsobem je půda odnášena dělíme na:

- erozi plošnou: transport vrchního horizontu, zpravidla bohatého na humusové látky
- erozi rýhovou, systém malých esovitých struží
- erozi roklinovou: strže a příkopy, které mohou sahat až k matečné hornině, která pak též zvětrává



Obrázek 26 Rýhová a roklinová eroze, jež byla umocněna odlesněním, velká sprašová plošina, Feng Zehn, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)

Pokud dojde k odlesnění ochranné vegetace v semiaridních pásech nebo v období dočasného sucha, dochází tak ke zvýšení větrné eroze, kdy nad vyprahlým povrchem proudí vzduchové masy, které mají sílu zvedat nejjemnější prachová zrna, čímž odnášejí ty nejúrodnější části půdy (Stejskal, 1949).

Obecně se dá říci, že svrchní horizont půd – humus, včetně půdní flóry a fauny je podstatou nezbytností pro udržení půd fertálních a jestliže je humusová vrstva transportována pryč v průběhu eroze, musí být vyvinuto komplikované a velice dlouhé úsilí – až stovky let, aby na tomto místě mohla půda opět zrodit (Šarapatka, 2014).

Jenom v Číně se erozí do nynější doby ztratilo minimálně 25 % půdy, která každoročně do řek splavuje asi 2 miliardy 500 miliónů tun fertální žluté spraše, tudíž Žlutá řeka a Žluté moře mají svůj název právem (Duvigneaud, 1988).

Eroze nemá vždy negativní dopady, protože v tropických oblastech jihovýchodní Asie se může likvidací sterilní nebo málo fertální půdy denudovat matečná hornina, která je rozvětralá a na níž se mohou začít tvořit další jemné částice a uchytit vegetace (Duvigneaud, 1988).

Vyčerpání a degradace půd nastává ve chvíli, kdy vegetace vyčerpá veškeré biogenní prvky nezbytné pro zajištění přísunu živin pro růst. Biogenní prvky se kumulují ve

sklizených plodinách, tím nedochází k přirozené kompenzaci těchto prvků (k uzavření cyklu, ba k jeho roztržení) a pokud není půda dostatečně hnojená, dochází k její degradaci. Hlavními prvky, jejichž úbytek vede k poklesu výnosu, jsou N, P, K a Ca (Šarapatka, 2014).

5 MATERIÁL A METODIKA

Základními kroky při vypracování rešeršní části bylo shromáždit dostatek relevantních podkladů pro následné zpracování problematiky zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd v oblastech tropického, subtropického, mírného a chladného klimatického pásma Asie. Následným krokem bylo vyhodnocení problematiky zvětrávání a vývoje půd ve vybraných oblastech Asie v návaznosti na výskyt lesních ekosystémů a aktuálních problémech v lesnictví na Sibiři, v Mongolsku a Číně. Zahrnut je i další významný a diskutovaný faktor a to globální změny klimatu, které se v Asii ve velké míře odráží v podobě desertifikace, jež má za následek rozšiřování pouštních a polopouštních podmínek, přičemž ubývá plochy k hospodaření.

Vzhledem k nezměrné rozsáhlosti tématu jsem připravil rešeršní přehled překrytý vlastním pozorováním dané problematiky, kterou bych se rád zabýval a rozvíjel dál v diplomové práci, kde by byl prostor pro více detailní multidisciplinární rozbor vybraných lokalit.

Získávání podkladových dat neprobíhalo pouze z knižních zdrojů, avšak probíhalo přímo v terénu, kdy bylo pořízeno v rámci expedic na dálný východ mnoho fotodokumentace problematiky zvětrávání a eroze ve vztahu k lesnictví, která mi slouží jako významný zdroj informací při vyhodnocování výsledků.

V roce 2014 proběhla expedice do Mongolska v rámci projektu „*Scientific research of Mongolia and Central Asia*“, kde jsem měl osobně možnost posoudit problematiku, kterou jsem po sléze mohl konzultovat s vedoucím práce a s celosvětově uznávaným vědcem a členem expedice, geologem z McGillovy Univerzity v Montrealu, QC, prof. Anthonyem Williamsem-Jonesem. V Mongolsku jsem byl na vlastní oči schopen analyzovat rozsah exogenní dynamiky, jak v niválním pásmu Sibiře, Mongolska, tak aridním pásmu Mongolska.

V roce 2015 proběhla expedice do Číny, kde také probíhalo studium zvolené problematiky ve vztahu k aridnímu, mírnému a subtropickému klimatu. I zde byla nashromážděna užitečná fotodokumentace. Problematika byla diskutována s odborníky za slovo vzaté z Pekingské univerzity doc. Songem WenLeiem a prof. Cheng Xu.

6. VÝSLEDKY A DISKUZE

Výsledkem práce je vyhodnocení situace problematiky zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd v rozdílných klimatických pásích s následnou aplikací problematiky do příslušných klimatických zón Asie v úzké korelaci s možnostmi lesnictví v oblastech Sibíře, Mongolska a Číny. Další mojí snahou je poukázat na erozi a následnou degradaci půd, která se stoupajícím ekonomickým a populačním rozvojem Asie razantně stoupá. V samostatné kapitole Globální hrozby bych rád poukázal na markantní problémy bezprostředně ohrožující vybrané oblasti Asie rozšiřováním aridních a semiaridních oblastí. Těmito příčinami jsou především neuvážená devastace, těžba a totální degradace lesních ekosystémů, které zadržují podstatnou část globálního uhlíku. Někteří lidé se domnívají, že odlesňováním a těžbou přírodně přirozených tropických, boreálních a dalších lesních ekosystémů na druhém konci planety nutně neznamená bezprostřední ohrožení pro něho samotného. Omyl, již v nynějších dnech jsme samotní svědky globálních změn ve všech koutech světa zapříčiňující katastrofy, které jsou následkem těchto nedůsledných činů.

6.1 Asie - úvod

Asie je největší světadíl na Zemi a zasahuje do všech klimatických pásů, tudíž se dá konstatovat, že se tu v plné míře uplatňují všechny typy zvětrávání hornin, ať už mechanické, chemické, biologické nebo jejich kombinace, tak i pedogeneze v různých mírách a intenzitách. Je proto důležité rozdělit jednotlivé klimatické zóny a do nich implementovat tuto problematiku s přihlédnutím na další okolnosti. Od podnebných pásů je odvislý též vegetační pokryv, jenž je tu rozmanitý a charakteristický svou biodiverzitou a ekologickými požadavky. Odlesňování má za následek změnu intenzity zvětrávacích a erozních pochodů – zpravidla zvýšením aktivity, změny v krajinném rázu a ekologii, změny půdních vlastností (neschopnost udržet H₂O, snížení půdní biodiverzity a celá řada) a již zmíněné degradace a odnos půd atd. (vlastní pozorování).

6.2 Klima Asie

Asie je situována na severní polokouli a je definována těmito souřadnicemi – nejzápadnější výběžek je na mysu Baba 26 ° 10 ' v. d., nejvýchodnější na mysu Děžněv – 169 ° 40 ' v. d., nejsevernější bod je 77 ° 43 ' s. š. a nejjižnější 1 ° 16 ' s. š. Z plochy Asie jsou 25 %

zastoupený nížiny a zbytek tvoří hornaté oblasti. Obrovská velikost podmiňuje vytváření a transformaci vzduchových mas (Rožnovský, 1999).

Nejvyšší body tvoří pohoří Himalájí, jenž souběžně utváří pás hor skrz celou střední Asii, přičemž nejvyšší vrcholy mají přes 7000 m. n. m. Pro klima hraje význam orientace rovnoběžníková, která zapříčiňuje cirkulaci nad sousedními oblastmi. Systém pohoří Himalájí je zábranou pro vpád chladnější kontinentálních vzduchových hmot ze střední Asie a mají ochrannou funkci před prouděním z jižních částí kontinentu. Pohoří zahrnuje klima horké tropické pomalu přecházející do klimatu s trvalým zaledněním a sněhem, jenž je paralelou pro arktické podnebí (Rožnovský, 1999).



Obrázek 27 Nárazové deště – vliv drsného kontinentálního klimatu, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.3 Lesnatost Asie

Rozloha lesů v Asii (bez Ruské Federace) je asi 550 mil. ha, tudíž lesnatost je asi 18 % z celého světa. V Asii jsou lesní ekosystémy nerovnoměrně rozloženy. Celková lesní plocha Číny činí 96 380 ha, přičemž celková rozloha státu je 976 101 ha, lesnatost je 9,9 %. Celkový součet lesních ekosystémů Mongolska je 25 000 ha a celková rozloha území Mongolska je 162 120 ha čili lesnatost je 15,4 %. O kvalitě a produktivnosti lesních ekosystémů rozhoduje

mnoho faktorů jako přírodní podmínky, klima či geomorfologie terénu (Bergl, 1980). Lesy v Ruské federaci zaujímají 22 % z celkové rozlohy světa, což je asi 764 milionů hektarů. (Kornexl, 2012).

6.4 Vyhodnocení situace zvětrávání hornin ve vztahu k vývoji půd v rozdílných klimatických páslech Asie

V tropických a subtropických humidních podmínkách na jihu a jihozápadě Číny je charakteristické především chemické, méně pak biochemické či mechanické zvětrávání zapříčiňované vysokými teplotami neklesajícími pod 20 ° C a dostatečným přísunem srážek v průměru 2500 - 3500 mm/ročně, které postupně působí a pronikají hluboko do půdních horizontů až na matečnou horninu, kde ji chemicky kontinuálně rozvětrávají a také periodickým střídáním vlhkých a suchých sezón vlivem monzunových cyklů. Zvětrávání chemické v těchto podmínkách je tedy charakterizováno hloubkou, intenzitou a hlavně zvýšenou zónou mobility jednotlivých jílových složek. Tropické podnebí zajišťuje vhodné životní podmínky pro růst tropické klimaxové vegetace, která působí jako významný protierozní činitel. Veškeré organické látky se rychle proměňují v humus, který se v těchto klimatických podmínkách velice rychle rozloží a zužitkuje ekosystémem, a proto nemají na cyklus zvětrávání tak významný vliv jako v niválním klimatu. Dominantním zvětrávacím typem v tropických a subtropických oblastech Asie je allitický, sialliticko-allitický, díky němuž se sérií pedogenetických pochodů přeměňuje v černozemě, ferralitické latosoly, laterity a jejich transportem v bauxity s vysokým obsahem Al, jejichž degradací vznikají neúrodné lateritové pancíře, jenž jsou aktuální problematikou globálního významu. V určité míře se tu vyskytuje i typ siallitický, subtyp kaolinický, přičemž finální produkt kaolinizace - kaolin má nízkou absorpční schopnost, je tedy téměř sterilní z pohledu úživnosti půdy. Bohužel, vlivem značných srážek jsou veškeré úživné jílové složky promývány až na samotnou bázi půdních profilů.

Směrem od humidního ekvatoriálního klimatu se postupně snižují teploty, ubývá množství srážek, místy roste i nadmořská výška. Z humidního tropického klimatu přechází plynule do mírného humidního klimatu. Díky snižující se teplotě, nedochází k tak silným chemickým reakcím jako je rozpouštění, hydratace či hydrolýza, jejímž působením se rozpadají složité minerální sloučeniny na jednoduché. Chemické zvětrávání již nepůsobí v takových hloubkách a intenzitách. Mírné klimatické pásmo je význačné siallitickým typem zvětrávání, subtypem nasyceným, pro který je typická pomalá tvorba jílnatých částic, zvláště

montmorillonitu, oproti tropickým humidním oblastem, kde byla tvorba jílnatých částic rychlá, produktem byl jílový minerál kaolinit s nízkou absorpční schopností. Montmorillonitický nasycený subtyp podmiňuje půdotvorbu černozemí a rendzin. S podzolovým subtypem se můžeme setkat v zóně boreální tajgy, jejíž opad je kyselý, a proto tu dochází k acidní reakci a tvorbě kyselého humusu, jenž má velice nepříznivý vliv na vývoj půd.

Vlivem nárazníkové zóny Himalájí přechází klima nárazem do vysokohorského klimatu, na němž se projevuje zvětrávání spíše mechanické, než chemické. Pokud nejsou hornaté oblasti pokryté vegetací, jsou velice často atakovány srážkami, jejichž kapky dopadající na povrch přenášejí svou energii do podloží a tím narušují pevnost struktury hornin a jednotlivá minerální zrna jsou postupem času desintegrována a unášena proudící vodou, jenž stéká po geodetikách do aluviálních údolí, kde se rozmělněná horninová hmota s jílovými částicemi kumuluje nebo je vodní erozí dále sedimentována do řek a jezer. Jednotlivé zářezy v pohořích, jenž rozerodovala proudící voda, nazýváme erozními rýhami. Vlivem zamrzání a rozmrzání vody v horninových pórech, trhlinách a dutinách v průběhu roku a během dne a noci hornina tzv. dýchá – dochází k jejímu smršťování a roztahování (kdybychom si tyto děje trvající od stovek do tisíců let mohli zrychlit do jedné minuty, pak bychom to viděli zřetelně). Na jaře, kdy jsou teploty již trvale nad bodem mrazu, dochází vlivem prohřívání k rozmrzání v hlubších vrstvách, čímž se hornina mechanicky trhá, tím pádem se kumulují v těchto horských polohách často skalnatá podsvahová deluvia, která podléhají čím dál silnějším fyzikálnímu rozpadu až na samotná minerální zrna – samozřejmě záleží na chemické povaze horniny. V horských polohách Asie jsou pedogenetické pochody velice omezené sníženou teplotou, nižší biologickou aktivitou ekosystémů, tím pádem když už se nějaká půda vyvine, tak je zpravidla mělká a vysoce skeletnatá, málo úrodná.

Z horského pásma se dostáváme do oblastí Vnitřního Mongolska, kde panuje mírné aridní klima s nízkými srážkami okolo 50 - 300 mm/ročně. Zvětrávání je též, jak v niválním klimatu Himalájí, Mongolska či Sibiře spíše mechanického rázu. Je tomu tak kvůli skromné vegetaci, jenž nemá dostatek vláhy. Chemické zvětrávání v poušti Gobi je limitováno nedostatkem srážek, které by chemicky narušovaly strukturu hornin, avšak při extrémních letních denních teplotách v oblastech s nízkou hladinou spodní vody vzlíná voda s rozpuštěnými solemi k povrchu, kde se na samém okraji povrchu odpařuje, sůl následně krystalizuje a kumuluje se v evapority, na kterých se mohou vyvinout sterilní půdy

obohacené solemi síranů, chloritů a solí prvků alkalických zemin. Na povrchu hornin se mohou při intenzivních vedrech vysrážet silnou oxidací kysličníky Fe – ty nazýváme jako pouštní lak. V poušti Gobi směrem na sever do Mongolska je možno narazit na četná údolí, která vyřezaly dávné řeky a v nichž se nacházejí jednoduše vyvinuté šterkovité až balvanité půdy vádí, v kterých se uchycuje skromná vegetace (*Ulmus Pumila*). Jelikož jsou tyto půdy velice chudé na organické hmoty a humus, tak se na nich vyvinuly půdy typu kaštanových a pouštních půd. Častokrát se stává, že vlivem nevhodného zavlažování lesních porostů jsou půdy úplně zasolené. Také nutno zmínit, že v poušti Gobi je v neposlední řadě silná větrná eroze, která zapříčiňuje rozšiřování pouští, nazývané *desertifikace*.

Z jihu pouště Gobi se přesuneme přes sever Mongolska až k oblasti Zabajkalské Sibiře, kde také dominuje spíše mechanický rozpad před chemickým. Roční srážky se tu pohybují okolo 400 mm. Opět je zvětrávání umocňováno periodickým střídáním teplot v důsledku cyklů léta a zimy, dne a noci. Půdy v severním Mongolsku jsou obecně mělké, skeletnaté a charakteristické výskytem permafrostu, což je věčně zamrzlá půda. Pokud však začne působit chemické zvětrávání, tak nastupuje siilitický typ zvětrávání, subtyp podzolový, při němž dochází k rozpadu silikátů většinou na kyselém žulovém podloží charakterizující tyto oblasti. Podzolizaci podporuje též kyselý opad jehličnaté vegetace (vlastní pozorování).



Obrázek 29 Pouštní lak na metamorfitu tvořící se vlivem extrémně vysokých teplot v aridním klimatu, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

Obrázek 29 Voštiny v granitech vymleté prudkým nárazovým větrem, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.4.1 Sibiř

V asijské části Ruska a Kazachstánu je Sibiř situována a zabírá plochu asi 10 miliónů km². Sibiř se táhne na západě od Uralu až k pohořím na východě u Tichého oceánu. Na severu je

ohraničena Severním ledovým oceánem a na jihu sousedí s Mongolskem a kazachšskou stepí. Sibiř je velice bohatá na nerostné suroviny, které se stávají terčem těžby, kterou však komplikuje stále zamrzlá půda čili permafrost. Permafrost pokrývá většinu území Sibiře. Sibiř sužují lesní požáry, ilegální těžby v návaznosti na odlesňování. V nynějších dnech jsou tyto oblasti vystavovány globálním změnám klimatu vedoucí k vysychání močálů a degradaci permafrostu (Skopalíková et al., 2010).

6.4.2 Klima a reliéf Sibiře

Na severu Sibiře panuje drsné kontinentální arktické klima, postupem jižněji přecházíme v subarktické až mírné pásmo. Tajga Sibiře je význačná extrémními výkyvy teplot. K největšímu minimu až - 68 ° C v Verchnojarsku, jenž patří k nejchladnějším oblastem světa. V letních měsících mohou teploty šplhat až k 38 ° C (Skopalíková et al., 2010).

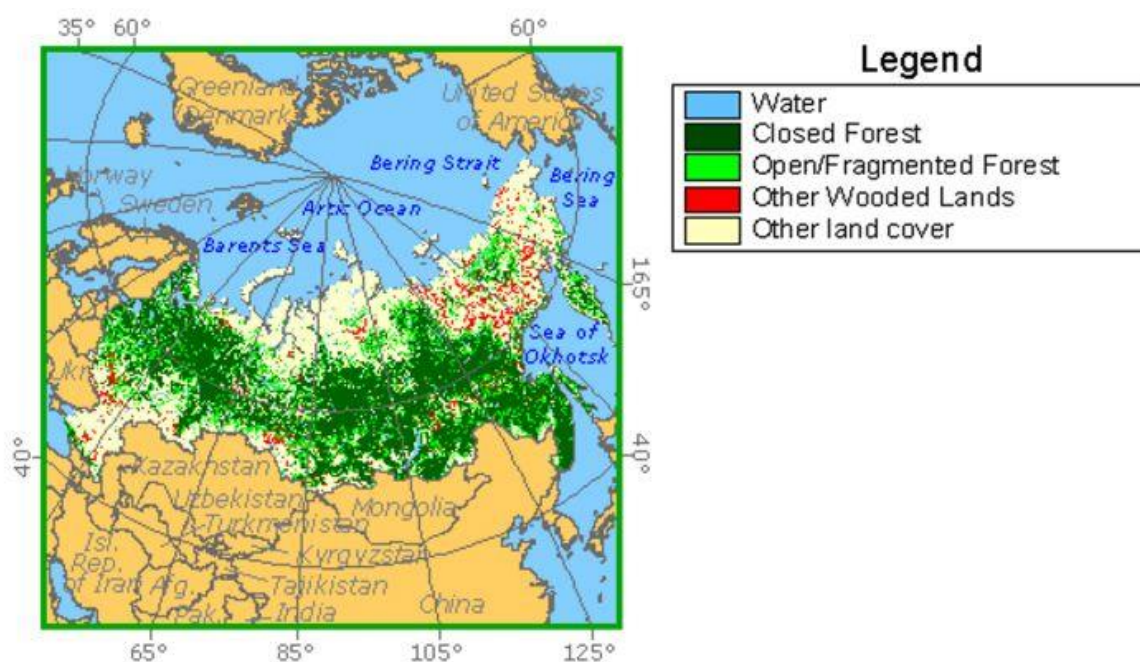
V oblastech Sibiře můžeme identifikovat vegetaci tundry, lesotundry, tajgy, na jihu stepi a rozlehlé pláně s permafrostem (Skopalíková et al., 2010).

6.4.3 Vyhodnocení průběhu zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v oblasti Bajkalu

Horninová formace přibajkalské oblasti je převážně složena z krystalických břidlic, rul, svorů a hlavně žuly, tudíž je jasné, že se jedné o odolné magmatické a metamorfované kyselé horniny, které se vlivem drsného sibiřského niválního klimatu pomalu, ale jistě rozpadají. Dezintegrace nastává v důsledku střídání teplot, kdy v obdobích zimy se teploty mohou pohybovat kolem - 50 °, přičemž voda nepatrně zastoupená v mikroskopických pórech a trhlinách zamrzá, místy do značných hloubek, a mění svůj objem. Počátkem jara, kdy dochází k tání a opětovným změnám v objevu, se mohou velké skalní bloky uvolňovat. Tyto bloky se rozpadají až na eluviální substrát, na kterém po tisíce let probíhá pomalá pedogeneze. Půdy vzniklé na tomto horninovém substrátu jsou zpravidla podzoly, jenž jsou mírně až slabě úrodné a s rostoucí nadmořskou výškou vzrůstá i jejich skeletnatost (vlastní pozorování).

6.4.4 Lesnatost

Lesy Ruska se dělí na tři kategorie: lesy produkční, chráněné lesy a lesy pod přísnou ochranou. Celková rozloha lesů Sibiře činí asi 114,411 milionů km². Pokryvnost lesů Sibiře je kolem 46 %. Největší lesní ekosystémy se nacházejí v Permu, Komijské republice, Centrální Sibiř, část Kalmykijské republiky, část Stavropol Kay, Rostov a Vojgograd Oblasts. V posledních letech byl zaznamenán nárůst lesních ploch v důsledku přirozeného zmlazení půd, jenž byly v minulosti používány k zemědělství. Z kompletní rozlohy lesů zaujímají produkční lesy asi 52,2 % (cca 59 mil. km²), ochranné 23,7 % (cca 27 mil. km²) a přísně chráněné 24,1 % (cca 27 mil. km²). Pouze 45 % lesních ploch je přístupné těžbě (Kornexl, 2012).



Obrázek 30 Lesnatost v Ruské federaci (zdroj: FAO, 2013)

6.4.5 Charakter krajiny

V oblastech Sibiře jsme schopni nalézt porosty tundry, lesotundry, tajgy a stepi na jihu (Domes, 1999). Avšak z těchto porostů je nejdominantněji zastoupena tajga, jenž je provázána s močály bývající domovem obrovského biodiverzity hmyzu. Lesní ekosystémy sibiřské tajgy na východ od Jeniseje jsou zformovány z velké části z modřínu daurského (*Larix gmelinii*). Kořenový systém je nucen růsti mělce pod povrchem, jelikož hned pod ním se rozprostírá vrstva věčně zamrzlé půdy - *permafrostu*. Pozitivní je opad z modřínu, jenž snižuje evaporaci z povrchu. Na východě přecházejí lesní ekosystémy do stepí. Větší část

zalesněných ploch se nachází ve vyšších polohách sibiřských pohoří, kde dominuje dřevinný druh borovice limba (*Pinus cembra*) a břízy (*Betula*) (Skopalíková et al., 2010).

6.4.6 Dominantní dřeviny

Většina lesů v Rusku je boreálních (86 %), dominantními dřevinnými druhy jsou modřín (*Larix sibirica*), smrk (*Picea*), jedle (*Abies*), smrk sibiřský (*Picea sibirica*), bříza (*Betula*), osika (*P. tremula*). Na východě dominule pak *Larix gmelinii* (Kornexl, 2012).

6.4.7 Aktuální problémy lesnictví Sibíře

Sibiřské lesní ekosystémy jsou největší souvislé lesní plochy světa, jenž je zásadním činitelem pro utváření globálního klimatického systému. Stejně jako tomu bylo v Mongolsku i zde na lesní ekosystémy působí mnoho negativním vlivů. Prvním problémem, jenž je na Sibíři poměrně častý, jsou požáry, které jsou pro severní Asii typické v letních měsících, kdy je žár ze Slunce tak silný, že dochází ke spontánnímu vznícení jehlic obsahujících vysoké množství pryskyřice. Při silných letních bouřkách může blesk zapálit porost a taky velmi často však antropogenním zásahem. Výkyvy v klimatických pochodech na Sibíři mají rostoucí tendence. V této části světa se teplota zvýšila průměrně o 3 ° C zhruba od začátku 60. let. Globální změny v klimatu v podobě oteplování zapříčiňují vysychání močálů, tání permafrostu a již zmíněné lesní požáry. V oblastech Sibíře je ilegální těžba markantním problémem a je zastoupena zhruba 30 % celkové těžby. Ilegálně vytěžená kulatina je exportována, buď do zemí Skandinávie nebo Číny (Skopalíková et al., 2010).



Obrázek 31 Následky rozsáhlých požárů na Sibíři, Ruská federace (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.5 Mongolsko

Mongolsko je vnitrozemním státem nacházejícím se ve východní části Asie. Jeho rozloha je zhruba 1 565 000 km². Lesní hospodářství mělo do konce století významnou roli v mongolské ekonomice, ačkoli lesy pokrývají území státu asi jen 12 %. Nejen antropogenní vpád v podobě vypalování, kvůli pastevectví devastuje boreální lesy, ale i nehostinné klimatické podmínky kontinentálního klimatu Centrální Asie (Skopalíková et al., 2010).

6.5.1 Klima a reliéf Mongolska

Geograficky spadá území Mongolska do Centrální Asie, které je, jak ji popisují Petrov M. P. (1976), Herzsuh (2006) a Stamp's (1967) in Cowan P. J. (2006) typická zejména podobným podnebím s charakteristickými klimatickými extrémy od čehož se odvíjí převážně vyprahlý, polopouštní až pouštní charakter popisované krajiny. Podobně i Rudaya et. al (2008) zdůrazňuje klimatická specifika oblasti a vymezuje pohoří Altaj jako klimatickou hranici aridního prostředí Mongolska a boreální tajgy Sibíře.

Mongolsko je pokryto ze 2/3 pouští, zbytek zaujímají ekosystémy stepi, horské lesostepi a převážně modřínové tajgy. Pro Mongolsko jsou typické markantní výkyvy teplot. Minimální roční teploty na hornatém severu Mongolska, kde se nacházejí Altaj a Khentii, klesají až pod - 50 °C, teploty v poušti Gobi se pohybují od -40 °C do 40 °C. Srážkově (zejména dešťové srážky) je oblast Centrální Asie velmi chudá, roční úhrn na severu Mongolska dosahuje průměrně 400 mm, měsíční úhrny pro Gobi průměrně nepřekračují 50 mm (Marin, 2008).

6.5.2 Průběh zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v oblasti Khentii

Pohoří Khentii je složeno z žulového tělesa protkaného sériemi žil mladších pegmatitů. Dle petrologické klasifikace bychom tyto magmatické horniny zařadili dle chemismu do kyselých. Vzhledem k relativně nízkým srážkám (cca 400 mm/ročně) v této oblasti můžeme vyloučit příliš vysokou aktivitu a hloubku chemického zvětrávání. Významným činitelem jsou teploty v průběhu roku, které působí na horniny opětovným promrzáním a rozmrzáním vody uvnitř horninových struktur. Podél těchto struktur se hornina, zejména v jarních měsících trhá a rozpadá. Žula v těchto oblastech je jemnozrnná, místy střednozrnná a podíl obsahu světlých částí je podstatně vyšší, než tmavých minerálů. Žula zvětrává v šterkopísek,

který se kumuluje v údolích v podobě aluvií. Pegmatit je oproti žule hrubozrnný a z toho i plyne, že zvětrává podstatně hůře. Půdy se tu tvoří mělké s podstatnou příměsí šterku či skeletu. Celé pohoří Khentii je protkáno hlubokými erozními rýhami, místy přecházející do eroze roklinové, kde je denudovaná sama matečná hornina. Tyto rýhy, rokliny a strže vznikají zejména proudící vodou v období jarních měsíců, kdy veškerý led, sníh a z části permafrost odtává. Dalším faktorem zvyšující erozi je chovaný dobytek, který přepásá zdejší lesostepní, luční společenstva, jejichž úbytek přispívá k destabilizaci povrchu a odnosu neúrodnějších částeczek půdy do nižších poloh a neschopnosti zadržet vodu. V místech, kde se plně vyvinula klimaxová stádia jehličnatých lesů s vtroušením některých listnáčů. Klíma (2003) uvádí, že vznikají půdy podzolového typu s nízkou biologickou aktivitou omezenou na svrchní humusovou vrstvu. Vegetační pokryv se též podílí významně na zvětrávání, kdy kořenové systémy pronikají do půdy až na matečnou horninu, kde ji mohou mechanicky drtit a zároveň chemicky narušovat kyselinami tvořícími se na povrchu kořenové struktury. V posledních letech dochází k úhynu modřinu sibiřského v pohoří Khentii, zapříčiněné imisemi síry ze srážek. Ty se mohou projevit v současném povrchovém chemickém zvětrávání a následnou pedogenezi v půdy kyselé s nízkým pH (vlastní pozorování).



Obrázek 32 Oblast Khentii, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.5.3 Průběh zvětrávání ve vztahu k vývoji půd v poušti Gobi

Pro poušť Gobi jsou typické nízké srážky v průběh celého roku (50-200 mm/ročně), což je indikátorem, že zvětrávání chemické nebude tak dominantní jako mechanické. Chemické zvětrávání se projevuje ve vzniku pouštního laku a krystalizováním solí na povrchu. Jelikož jsou tu značně kolísavé výkyvy teplot mezi zimou a létem, dnem a nocí dochází v aridních podmínkách pouště vlivem sluneční radiace k tepelným změnám v horninách. V nich dochází ke kontrakci čili smršťování a expanzi čili roztahování a následuje rozpad na menší a menší frakce, ty nejmenší částičky jsou odnášeny větrem a zachycovány na návětrných stranách, jenž mohou tvořit rozsáhlá dunová území, kterých není v Gobi mnoho. Jako zachycovadlo pro nejmenší písek a prach může sloužit skromná vegetace, která může být kontinuální eolickou činností kompletně zafoukaná. Mechanické zvětrávání je umocňováno slabým vegetačním pokryvem, nedostatkem půdní humidity a humusu (vlastní pozorování).

6.5.4 Lesnatost

V roce 2001 udávalo FAO zalesnění 9,6 %. Tsogtbaatar (2004) udává pro plochu zapojeného lesa 8,1 % rozlohy země. S tímto údajem koresponduje také Pancová Šimková et. al. (2008), které pro zapojené porosty udávají hodnotu 8,1 % a pro celkovou plochu lesů na území Mongolska 11,7 %. V roce 2012 bylo v Mongolsku podle United Nations Statistics Division zalesněno 6,9 % země. Podle odhadu FAOSTAT byla v roce 2013 rozloha lesů 127 473,6 km² (FAO, 2016), což by znamenalo zalesnění asi 8,1 % země. V roce 2015 udává FAO rozlohu lesů 125 530 km², což je 8,1 % rozlohy Mongolska.

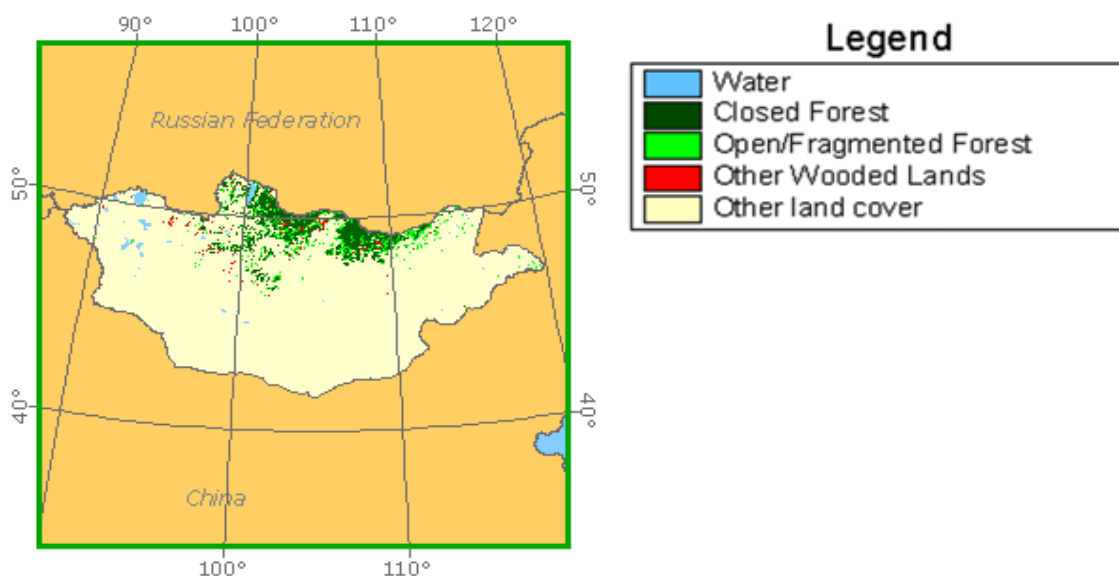
Lesy Mongolska jsou buď jehličnaté, nebo listnaté a plocha pokrytá těmito lesními typy je 10,7 milionů ha. Nejběžnější stromový druh je *Larix sibirica*, známý také jako modřín sibiřský (Enkhsaikhan, 1998). Horská tajga zastupující velkou část lesů zahrnuje 4,5 % rozlohy Mongolska. A z toho 3 % jsou v regionu Khubsgul a 1,5 % je v pohoří Khentii. Vegetace zde mají krátké vegetační období a proto ani produkce není příliš veliká. (Ministry of Nature and Environment, 2006).

Charakter lesa se dá dobře demonstrovat na příkladu pohoří Khentii. Pohoří Khentii je unikátní a původní ekosystém severního Mongolska, který představuje hranici mezi sibiřským lesním pásem a stepí (Mühlenberg et al. 2012). V Khentei se stýká západní tmavá sibiřská tajga tvořená *Picea obovata*, *Abies sibirica*, *Pinus sibirica*, a *Larix sibirica* s východní světlou sibiřskou tajgou tvořenou druhy jako jsou *Betula platyphylla* a příbuznými druhy, *Larix sp.* a *Pinus sylvestris* (Ermakov et al. 2002).

Vegetační struktura v oblasti Khentii silně závisí na nadmořské výšce a expozici. Luční stepi na sušších jižních svazích v nižších polohách (do 1 100 m) se střídají s lesy různého složení na svazích méně exponovaných slunci ve vyšších nadmořských výškách, zatímco vlhkomilné lesy a křoviny, spolu se zamokřenými loukami, zabírají údolí (Dulamsuren et al. 2004).

Spodní horský pás v nadmořské výšce od 900 – 1200 m n. m. se liší od horního horského pásu ve výšce od 1200 do 1600 m n. m (Hilbig & Knapp, 1983). Vegetaci horního horského pásu dominuje tmavá tajga a vegetaci spodního horského pásu tajga světlá (Mühlenberg et al. 2012). Lesy dolního horského pásu v lesostepní přechodové zóně jsou často nazývány sub-tajgové lesy (Tsedendash, 1995).

Existence lesních porostů, o kterých můžeme díky naprosté dominanci modřínu sibiřského při zastoupení přes 90 % mluvit jako o monocenózách, je v těchto místech i významně vázána na přítomnost permafrostu, který sem zasahuje ze Sibiře. Dalším významným faktorem ovlivňujícím existenci a velikost zdejších lesů je množství sluneční radiace. Zatímco na severních svazích je les zachován, na jižních svazích převládají louky a stepi. Důvodem je vysoká sluneční radiace s hodnotami převyšujícími $400\text{-}500 \text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$, která při současných srážkách neumožňuje půdám dostatečně pokrýt nároky lesa na vodu a vlhkost (Treter, 1996).



Obrázek 33 Lesnatost v Mongolsku (FAO, 2013)

6.5.5 Charakter krajiny

Charakter krajiny Mongolska, které se nachází z větší části na náhorní plošině, se dá poměrně dobře vyjádřit charakterem zdejších ekosystémů.

Finch (1996) rozeznává v Mongolsku šest hlavních ekosystémů. Jsou to vysokohorské ekosystémy, tajga, horská lesostep, step, pouštní step a poušť. Vysokohorské ekosystémy se vyznačují extrémními životními podmínkami, jsou stále částečně kryty ledovci a zabírají přibližně 5 % rozlohy na severu země. Tajga pokrývá okolo 5 % Mongolska v severní části země především v horských oblastech a je tvořena smíšenými lesy. Horská lesostep pokrývá okolo 25 % rozlohy Mongolska, především ve střední části země, a vytváří přechod mezi nízkými horami a pastvinami, kdy sestává z travních porostů a rozptýleného lesa. Step pokrývá okolo 20 % rozlohy Mongolska ve střední a jižní části a je tvořena travinnými porosty. Pouštní step pokrývá okolo 20 % rozlohy, především na jihu země a charakteristická je kamenitou pouští se sporadickou vegetací. Pouštní ekosystém je představován pouští Gobi.



Obrázek 34 Skromná vegetace v poušti Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.5.6 Dominantní dřeviny

Mongolské lesní ekosystémy zahrnují přes 140 druhů dřevin, ale mezi významnější se jich řadí jen málo. Jako hlavní a hospodářsky významné druhy se uplatňují především jehličnany, z nichž nejvíce modřin sibiřský (*Larix sibirica*), dále pak smrk sibiřský (*Picea obovata*), jedle sibiřská (*Abies sibirica*) a dvě borovice - sibiřská (*Pinus cembra* var. *sibirica*) a lesní (*Pinus sylvestris*). Z listnatých dřevin se uplatňují především druhy rychle rostoucí, které se vyskytují jako dřeviny přípravné a s funkcí půdoochranou v sukcesně mladších stádiích iniciálních a přechodných lesů a jako zpevňující dřeviny v břehových porostech. Jsou také významným zdrojem palivového dříví. Mezi tyto dřeviny patří především různé druhy bříz (*Betula* sp.), vrby (*Salix* sp.) a topoly (*Populus* sp.) (Pancová; Šimková et al., 2008).

6.5.7 Aktuální problémy mongolského lesnictví

Aktuálním problémem je obnova lesních ekosystémů. Od roku 1972, kdy se konala Stockholmská konference, zde začalo zalesňování. Mongolsko je situováno tak, že je ovlivňováno nehostinným kontinentálním klimatem, jenž má pro zalesňování své specifické požadavky. Kvůli silnému větru a suchému vnitrozemskému podnebí má v suché periodě Mongolsko tendence ke vzniku požárů lesů a stepí. Díky častým požárům a suchým obdobím je tu hojnost agresivních biotickým škůdců (Skopalíková et al., 2010).



Obrázek 35 Následky požárů, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)

6.6 Čína

Čínská lidová republika se rozprostírá na ploše přibližně 9 600 666km² (včetně Hongongu). Čínu můžeme administrativně dělit na 23 provincií – Anhui, Fujian, Gansu, Guangdong, Guizhou, Hainan, Hubai, Heilongjiang, Henan, Hunan, Jiangsu, Jiangsi, Jilin, Lioning, Qinghai, Shaanxi, Shandong, Shanxi, Sichuan, Yunnan, Zhejiang, Taiwan, 3 samosprávná města – Congqing, Shanghai, Tianjin, 1 zvláštní administrativní oblast Hongkong a 5 autonomních oblastí – Guangxi, Nei Mongol (Inner Mongolia), Ningxia, Xinjiang, Xizang (Tibet) (Bajer, 2010).

Ren Mei'e et al (1985) in Richardson (1990) dělí Čínu na osm regionů: Severovýchodní Čína, Severní Čína, Centrální Čína, Jižní Čína, Jihozápadní Čína, Vnitřní Mongolsko, Severozápadní Čína a Qinghai – Tibet. Regiony situované na východě se nacházejí v nižších pohořích, kde se pohybuje roční průměrná teplota okolo 10 ° C. Zhruba řečeno, Severovýchodní Čína je v temperátní zóně, většina planin severní Číny je v teplém mírném klimatu, Centrální Čína je pod vlivem subtropické klimatické zóny a jih Číny je ekvivalentní tropické zóně.



Obrázek 38 Tropický deštný prales s vysokou biodiverzitou, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)

Obrázek 38 Kvůli aridnímu klimatu je tu relativně nízká biodiverzita, velká sprašová plošina, Feng Zehn, Čína (foto: Krejčíř D.)

Obrázek 38 Vysokohorské boreální lesy v Himalájích, Čína (foto: Krejčíř D.)

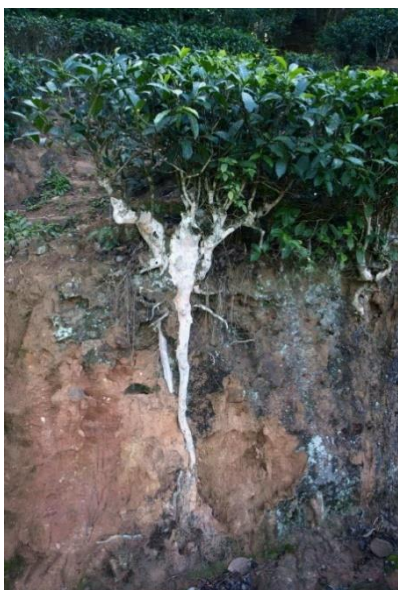
6.6.1 Klima a reliéf Číny

Rozlehlé oblasti Číny můžeme rozdělit na tři velké oblasti, jenž se od sebe liší klimatickými podmínkami. První z nich jsou pouště na severozápadě, které se nacházejí v pánvích

Tarimské a Džungarské. Charakteristickým znakem pro toto území je extrémní kontinentální klima, jenž se projevuje v podobě silných mrazů v období zimy, vysokými teplotami v létě a téměř úplnou absencí srážek. Směrem k horám srážky narůstají. Druhým velkým územním celkem je Tibetská plošina mající pozici největší náhorní plošiny světa s průměrnou nadmořskou výškou 4500 – 5000 m. n. m. Vysokohorské klima, jehož teploty mají vysokou amplitudu mezi dnem a nocí. Směrem k subtropickému a tropickému jihu, jihozápadu narůstá i úhrnu srážek. Posledním územním celkem je značně hornatá monzunová Čína. Pouze u toků můžeme najít rozsáhlé nížinné komplexy. Co se týče lednových teplot, mají amplitudu v rozpětí – 20 ° C na severu a až 18 ° C na jihu, v červenci se teploty pohybují od 20 ° C do 30 ° C. Vlivem monzunů v severovýchodní Číně mají srážky v ročním průměru 500 – 600 mm, na jihovýchodě Číny pak 2600 mm (Skopalíková et al., 2010).

6.6.2 Průběh zvětrávání v jižních částech Číny

Oblast tropické jižní Číny topograficky leží v nadmořské výšce asi 500 metrů a zahrnuje oblasti Taiwanu a izolovaný ostrov Hainan a jihovýchodní plošinu Yunnan. Žádný měsíc tu není bez srážek, ty se tu pohybují v rozmezí od 1300-3500 mm, přičemž v zimních měsících mohou srážky klesnout k 100 mm za měsíc. To znamená, že chemický rozklad bude jednoznačně dominovat nad mechanickým. Díky vysokým teplotám má voda vysokou schopnost hydratace a hydrolýzy. V těchto oblastech jsou nejběžnějšími horninami bazalt, granit, rula, pískovec a další.



Obrázek 40 Čajovník stěží prorůstající odolnou vrstvou lateritu, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)

Obrázek 40 Na cestě patrná načervenalá lateritická půda, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)

V niválním klimatu, se uplatňoval především fyzikální rozpad hornin a pomalá pedogeneze, kdežto v těchto oblastech je charakteristický rozpad chemický. Zvětrávací typ je allitický, subtyp lateritický. Ve vyšších polohách jsme pak schopni rozlišit zvětrávací typ sialitický, subtyp podzolový. Díky dostatku srážek se zvyšuje zóna pohyblivosti jednotlivých půdních složek a její působení na ně. Na bazaltu se vytváří laterit, který se stává po odlesnění a cyklu plantážnictví neúrodnou půdou (vlastní pozorování).

6.6.3 Lesnatost

Podle organizace FAO (2010) zaujímá povrch Číny 200 milionů hektarů lesních ekosystémů, přičemž je to 20 % její celkové rozlohy.

Část Číny je rozdělena imaginární linií mezi Dongchuan (Yunnan), Pekingem a Hailar (Heilongjiang) zahrnující planiny Manchurian s klimaxovou vysokokmennou vegetací. Z jihu se táhne neporušená sekvence tropických monzunových deštných lesních ekosystémů až k montánnímu pásmu zastoupeného jehličnatou vegetací ze severu (Richardson, 1990).

V Číně můžeme rozlišit jednotlivá území dle lesních typů na území se severskými jehličnatými lesy, lesy smíšené, opadavé listnaté, smíšené opadavé a stálezelené listnaté lesy, stálezelené listnaté lesy, tropický deštný les na jihu, stepi a pouště na severu a posledním typem území jsou hory a náhorní plošiny na západě (State Forestry Administration, P. R. China, 2016).

Severské jehličnaté lesy jsou v extrémních kontinentálních podmínkách v provincii Manchuria (State Forestry Administration, 2016) a podle Richardsona (1990) pokrývají rozlohu asi 200 000 km². Jehličnaté opadavé lesy (světlá tajga) jsou modříny, jenž rostou na sušších stanovištích, oproti smrku nebo jedli. Podle Skopalíkové et al. (2010) je v severovýchodní Číně dominantní dřevinou *Larix Gmelina* a v severozápadní části dominule *Larix Sibirica*, *Pinus Sibira* a *Rhododendron dahuricum*, přičemž Richardson (1990) uvádí, že tyto lesní porosty se táhnou po severní hranici do Vnitřního Mongolska až do jižní části Ruské federace. Velké lesní plochy byly již vytěženy v severovýchodní části, avšak těžba v některých oblastech je problémem, kvůli špatnému přístupu, které by dovoloval efektivní ekonomické zpracování (Richardson, 1990).

Dalším typem je smíšený les složený z jehličnanů a opadavých listnatých lesů. Je to jakýsi přechodový typ mezi lesním typem severských jehličnatých lesů v Manchuria a opadavých listnatých lesů na jihu. Pokrývají většinu oblasti Siao Hinggan, pohoří

Changkwasai a Changbaishanský masiv zasahující na toto území ze Severní Koree (State Forestry Administration, 2016). Celková plocha činí asi 300 000 km² (Richardson, 1990).

Opadavé listnaté lesy začíná na jihozápadě, kde končí planina Manchurian a zahrnuje poloostrov Shandong a Liaoning, severočínské planiny, severní svahy pohoří Quiling a polovinu západní vysočiny Shanxi. Pokrývá téměř 1 milion km² v provinciích Jilin, Liaoning, Hebei, Shanxi, Shandong, Jinagsu, Anhui, Henan, Shaanxi zahrnující autonomní oblasti Fuxin, Kolaqin a Peking (State Forestry Administration, 2016). Nejběžnějšími druhy jsou *Quercus*, *Ulmus*, *Acer* (Richardson, 1990).

Směšené opadavé a stálezelené listnaté lesy tvoří pás o rozloze 300 000 km² a rozprostírá se mezi řekou Han Chiang na západě a nižších polohách východní oblasti Chang. Můžeme tu identifikovat mnoho druhů z čeledi *Rutaceae*, *Eriaceae*, *Theaceae*, *Lauraceae*, *Fagaceae*, *Euphorbiaceae* společně s druhy *Cryptomeria japonica*, *Cupressus funebris* a *Dicranopteris linearis* (Richardson, 1990).

Richardson (1990) uvádí, že stálezelené listnaté lesy jsou nejdůležitější lesní formací východní Asie pokrývající velkou část Číny, Vietnamu, Thajska, Barmy a Japonska. V Číně se tropický pás rozprostírá 1 750 000 km² napříč jižními provinciemi Zheijiang, Fujian, Anhui, Jinaxi, Guangdong a Taiwan, Hubei, Hunan, Guizhou, Sichuan a Yunnan, Guanxi Zhuangzu autonomní region a sahá až k východní hranici Tibetu. Tento region lze dělit na východní subregion, jehož nejčastějšími druhy jsou *Myrica rubra*, *Castanopsis hystrix*, *Machilus pingi* a západní subregion, v kterém jsme schopni identifikovat druhy *Myrica nana*, *Castanopsis concolor*, *Machilus yunnanensis*.

Tropické deštné lesy tvoří část stálezelených listnatých lesů. Jedním z důležitých aspektů pro odlišení je, že pod tropickými deštnými lesy se v těchto oblastech vytváří mocná vrstva lateritu. Tropické deštné lesy jsou rozprostřeny na území jižní Číny asi 250 000 km² (Richardson, 1990), přičemž State Forestry Administration (2016) uvádí, že je situována v oblastech Fujian a Guangdong, autonomní oblast Guangxi, Wen-Shan, Hung-Ho, Ho-Kou, Ping-Pien, Yunnan, ostrov Hainan a Thai wan. Typické pro monzunové deštné lesy je růst lián, epifytů, šplhavých palem a dalších parazitických rostlin. Na ostrově Hai nan můžeme nalézt mnoho endemických druhů jako *Vatica astrotricha*, *Alseodephne rugosa*, *Pentaphylax euryoides* a mnoho dalších. V rozsáhlých tropických oblastech se také nacházejí pole a plantáže, na kterých se pěstují banány, ananasy, ličí, grapefruity, mango a dřevina *Vernicia fordii*, která se tu pěstuje pro olej a má největší rozšíření. Nejběžnějšími

dřevinami jsou z čeledí *Lauraceae*, *Dipterocarpaceae*, *Moraceae*, *Anonaceae*, *Sterculiaceae*, *Arecaceae*, *Rutaceae*, *Myrtaceae* a mnoho dalších (Richardson, 1990).

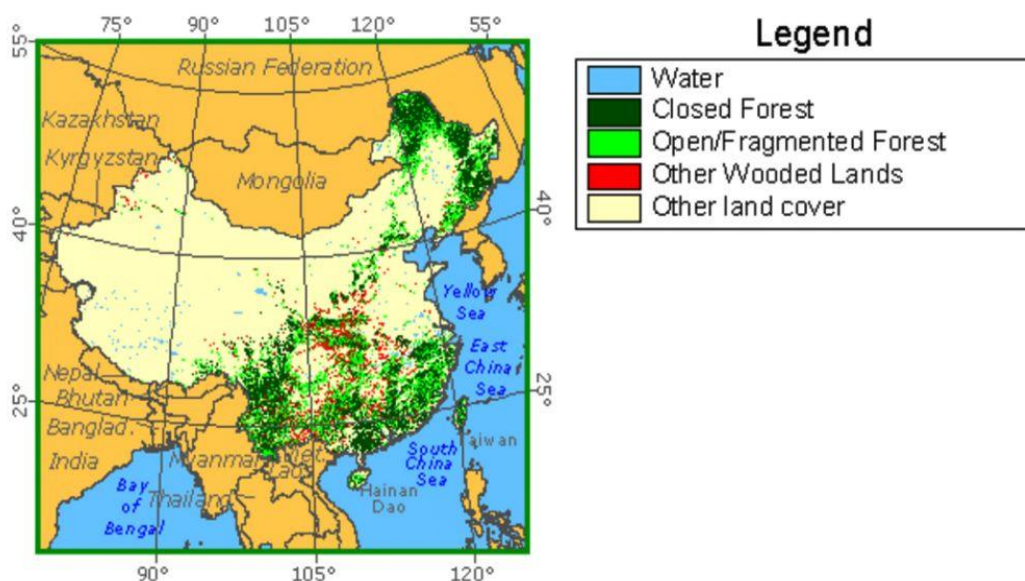
Východní stepi a pouště se táhnou podél hranice s Vnitřním Mongolskem. Stepí jsou jakousi přechodovou zónou mezi východním klimaxovým lesním ekosystémem a severozápadní pouští, víceméně přerušené vysokým pohořím táhnoucí se směrem od Tibetské plošiny směrem k jihu. Stepí v Číně také rozlišujeme na dva subregiony a to severovýchodní s druhy *Quercus mongolica*, *Betula platyphylla* a severozápadní subregion typický lesostepí s druhy *Quercus liaotungensis*, *Betula japonica* (Richardson, 1990; Domes, 2003).

Pouště a polopouště pokrývají více než 1,75 milionů kilometrů čtverečních, avšak do Číny spadá víceméně oblast polopouštní. Administrativně bychom mohli tyto oblasti zařadit do autonomních regionů Vnitřního Mongolska, Xinjiang, část provincie Gansu, autonomní oblasti Akosai, Palikun, Mulei, Ili, Supei, Payyinkuoleng, Poertala, Hapukosaiherh (mongolská oblast) a Qinghai (State Forestry Administration, 2016). Nalezneme tu běžné druhy opadavých dřevin *Populus euphratica*, *Salix* spp., *Ulmus pumila*, *Tamarix chinensis*, *Myricaria germanica* (Richardson, 1990).

Hory a náhorní plošiny západu a jihozápadu Číny se dělí na severozápadní oblast s rozšířením severských jehličnatých lesů a lesy zóny Qinghai čili Tibetské plošiny položené směrem na jih (State Forestry Administration, 2016). Tyto lesy poskytují několik významných hospodářských druhů, které se začaly v současné době těžit (Unčovský et al., 1990).

Hory v severozápadní Číně pokrývají asi 400 000 km². Na celém území můžeme najít celou plejádu druhů jako *Picea asperata*, *Abies faxoniana*, *Juniperus tibetica*, *Ulmus pumila*, *Juglans fallax*, *Pyrus malus*, *Abies sibirica* a mnoho dalších (Richardson, 1990).

Oblast Qinghai – Tibet (Xizang), jenž pokrývá 1/5 rozlohy Číny. Většina tohoto území je vysoké nadmořské výšce s nízkými teplotami a suchem. Lesní zóna má rozlohu 300 000 km² včetně přilehlých provincií Yunnan, Sichuan a autonomních oblastí Tibetu (Yushu, Kuolo, Apa, Kantzu, Tiching, Muli) a ostatních regionů (Qamdo, Kungshan, Lichinag, Nuchiang, Tali, Ninglang). Obecná nadmořská výška se pohybuje okolo 4000 m. n. m. Nalezneme tu montánní jehličnaté druhy *Picea*, *Abies* s občasným vtroušením *Larix* a *Tsuga* a v nižších polohách z s druhy *Betula*, *Acer*, *Rhododendron* (Richardson, 1990).



Obrázek 41 Lesnatost v Číně (FAO, 2013)

6.6.4 Dominantní dřeviny

Hlavními dřevinami severské tajgy Číny jsou vřdčí 3 druhy *Larix dahurica*, *Pinus sylvestris*, *Picea obovata*, *P. microsperma*, *Pinus pumila* a lokálně dominantní *Juniperus dahurica*. (Unčovský et al., 1990).

Dominantní dřeviny opadavých listnatých lesů *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*. (zahrnující *Q. dentata*, *Q. variabilis*, *Q. alinea*, *Q. acutissima* a *Acer truncatum*), *Tilia amurensis*, *Pterocarya stenoptera*, *Lindera obtusiloba*, *Sorbus alnifolia* a *Fraxinus rhynchophylla* (Richardson, 1990).

Skladba opadavých a stálezelených listnatých dřevin s přimíšeninami jehličnanů *Aesculus*, *Albizia*, *Alnus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Celtis*, *Diospyros*, *Gleditsia*, *Juglans*, *Pauwlonia*, *Alniphyllum*, *Aohananthe*, *Camptotheca*, *Carya*, *Fagus*, *Styrax*, *Rhus*, *Pterostyrax*, *Nyssa*, *Litsea*, *Meliosma*, *Mellotus*, *Liriodendron*, *Liquidambar*, *Idesia*, *Hamamelis*, *Halesia*, *Ginkgo*, *Zelkova* (zpravidla na vápencích) a některé rody jehličnanů *Cephaotaxus*, *Cryptomeria*, *Cunninghamia*, *Cupressus*, *Juniperus*, *Nothotaxus*, *Pinus*, *Pseudolarix*, *Pseudotsuga*, *Taxus*, *Torreya*, *Tsuga* (Richardson, 1990).

Stálezelené listnaté lesy a jejich nejdominantnějšími druhy jsou ve východnějším subregionu *Myrica rubra*, *Castanopsis hystrix*, *Machilus pingii*, *Rhododendron simsii*, *Cyclobalanopsis glauca*, *Schima superba*, *Keteleeria davidiana*. V západním subregionu

vylišujeme tyto nejběžnější druhy *Myrica nana*, *Castanopsis concolor*, *Machilus yunnanensis*, *Rhododendron microphytum*, *Cyclobalanopsis glaucooides*, *Schima wallichii*, *Keteleeria evelyniana* (Domes 2003; Richardson, 1990).

Zástupci monzunových tropických deštných lesů, včetně plantážových užitkových dřevin. S přirozeným výskytem to jsou zástupci *Michelia*, *Cedrela*, *Chukrassia*, *Dysoxylum*, *Canarium* a mnoho zástupců z čeledi *Dipterocarpaceae*. Z plantážních užitkových dřevin to jsou zejména *Cinnamomum camphora*, *Morus alba*, *Citrus spp.*, *Casuarina equisetifolia*, *Bischoffia trifoliata*, *Sapium sebiferum*, *Canarium album*, *Euphorbia longana*, *Mangifera indica*, *Coffea arabica*, *Litchi chinesis*, *Tizyphus*, *Eucalytus globulus*, *Liquidambar formosa*, *Acacia confusa* a mnoho dalších (Domes, 2003; Richardson, 1990; Ripley, 1972).

Východní stepi a pouště se táhnou podél hranice s Vnitřním Mongolskem. Stepí v Číně také rozlišujeme na dva subregiony. Severovýchodní subregion je význačný druhy *Quercus mongolica*, *Betula platyphylla*, *Salix raddeana*, *Corylus heterophylla* *Populus maximowiczii* a severozápadní lesostep je typická *Quercus liaotungensis* a *Betula japonica*, *Eleagnus angustifolia*, *Tamarix junipera*, *Robinia pseudoacacia* (Domes, 2003).

V Aridních a semiaridních podmínkách Číny jsou nejběžnějšími druhy *Populus euphratica*, *P. pruinosa*, *P. alba*, *P. nigra*, *Salix spp.*, *Ulmus pumila*, *Tamarix chinesis*, *T. hispida*, *Eleagnus angustifolia* (Richardson 1990; Domes, 2003).

V oblastech velehor a náhorních plošin jsou nejběžnější tyto druhy *Picea*, *Abies*, *Tsuga chinesis*, *T. yunnanensis*, *Pinus tabulaeformis*, *P. armandi*, *Juniperus lemeana* (Richardson, 1990).

6.6.5 Aktuální problémy čínského lesnictví

Stejně jako u předchozích států je pro Čínu též markantním problémem úbytek lesních ekosystémů. Řešením problému úbytku odlesňování na straně Číny, zvyšuje lesní těžbu v okolních státech, zejména pak Sibiře. Čína je v nynější době na nejvyšší pozici v těžbě a zpracování dřeva. Markantním důvodem masivního exportu dřeva do Číny je nařízení čínské vlády, jejímž cílem bylo stanovení o ochraně lesů z roku 1998. Úkolem bylo zastavit celoplošné odlesňování, ke kterému nedošlo, alespoň se povedlo těžbu snížit. Produkce v Rusku klesla zhruba na polovinu z celkové poptávky. Asi jedna polovina importovaného dřeva pochází ze Sibiře, tedy Ruské federace. Zbytek z Malajsie a Indonésie, v kterých je nadměrné ilegální odlesňování také problémem (Skopalíková et al., 2010).

Pravá povaha těžebních licencí na trhu je na Sibiři velice nepřehlédnutelná a proto dochází ke korupci úředníků, jenž jsou tolerantní k nadměrné těžbě a k nižším sazbám za licence v důsledku rozsáhlým uměle udělaným požárům. Je odhadováno, že na území východní Sibiře působí v těžebním, před-zpracovatelském průmyslu více než 200 000 čínských dělníků (Skopalíková et al., 2010).

6.7 Desertifikace

Poušť Gobi představuje jednu z největších pouští světa, která zabírá oblast Střední Asie, z větší části Mongolska a Číny. Má tvar oblouku, který je dlouhý asi 1600 km a široký 500-1000 km s rozlohou asi 1 300 000 km². Gobi zasahuje do pouštních a polopouštních oblastí sahající od Pamíru, část Mandžuska z východu, podhůří Altaje a Sajanu na severu až do Kunlun Shan, Altun, Shan, A Qilian Shan, které se táhnou na severních liniích tibetské náhorní plošiny na jihu. V Gobi je klima kontinentální a aridní, přičemž jsou tu tuhé zimy, suché a chladné jaro a teplé léto. Výkyv teplot v průběhu roku je veliký, přičemž průměrné minimální teploty v lednu jsou až -40 ° C a v červenci k 45 ° C. Poušť se nachází na severní polokouli, na náhorní plošině v nadmořské výšce okolo 900 -1500 m, což jen umocňuje nízké teploty. Srážky se tu v průběhu roku pohybují od 50 - 200 mm (Vlček, 2009).



Obrázek 43 Cedula propagující projekt Velké Zelené Zdi s motivem „Nechme společně s námi růst vše zelené“, Yu lin, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)

Obrázek 43 Sprašové čeřiny vznikající postupující desertifikací, Yu lin, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)

Negativní antropogenní zásah je patrný zejména ve východní oblasti Gobi, kde je vyšší úhrn srážek, díky nimž se tu chytá vegetace, která je přepásána hospodářskými zvířaty. V průběhu časů unikátní porosty v semiaridních oblastech byly vypaseny zejména kozami, které byly zdrojem kašmírové vlny. Poušť Gobi se rychle rozpíná na jižní linii v severní Číně, kde

vlivem přepasení degraduje 3600 km² pastvin. Expanze pouště je také připisována deforestaci, nadměrné pastvě, která souvisí s nadměrným využíváním vodních zdrojů. Vzhledem k vážnosti situace Čína vyvíjí mnoho úsilí ke zpomalení postupování desertifikace. Aktuální činností je tzv. Velká Zelená Zeď, jež vytváří obrovský pás lesů, která si klade za cíl zpomalení, ba i úplné zastavení pouště Gobi (Vlček, 2009).

7 ZÁVĚR

Cílem zadané práce bylo shromáždit dostupné literární podklady o problematice zvětrávání hornin a vývoji půd jakožto i o možnostech lesnictví v rozdílných klimatických pásech Asie, konkrétně na územích Sibíře, Mongolska a Číny.

Zvětrávací procesy jsou závislé na klimatické zóně. V tropické, subtropické, temperátní, nivální či aridní dominuje odlišný typ zvětrávání nebo jsou ve vzájemné korelaci. Dá se říci, že v rovníkových oblastech Asie je klima humidnější, teplejší i výpar je výrazně vyšší, proto je aktivnější chemické zvětrávání oproti mechanickému. Jedním z důvodů, proč jsou rovníkové oblasti Asie natolik bohaté na biodiverzitu, je skutečnost, že i v sezóně minimálních srážek neklesnou lokální srážky pod 100 mm/měsíc. To činí tropickou monzunovou Asii jedním z největších rostlinných, ale i živočišných genofondů světa. Vlivem odlesňování ekosystémy poskytující genofond rapidně ubývají. Směrem na sever ubývá teplot, srážek i výparu. Vlivem střídajících se teplot v průběhu roku, dne a noci dochází v horninách k objemovým změnám a v důsledku nedostatku srážek nepůsobí na celkový povrch takovou chemickou intenzitou jako v humidních tropických oblastech. Vlivem nízkých teplot a srážek směrem od rovníku i biodiverzita klesá. V aridních oblastech pouště Gobi jsou srážky minimální, takže se z převážné části uplatňuje mechanický rozpad hornin, který je umocňován nedostatkem až úplnou absencí vegetačního krytu a extrémními výkyvy teplot v průběhu roku, dne i noci. Vlivem vysokých teplot a oslunění v letních měsících, vzlínají vodní roztoky obohacené solemi k povrchu, kde vytváří zasolené, neúrodné plochy. Ve vyšších nadmořských výškách v Himalájích a na severu Mongolska je mechanický rozpad umocňovaný nárazovými srážkami, které v pohořích prohlubují erozní údolí a zabraňují tak přirozené revegetaci a naopak umocňují aktuální procesy deforestation.

Vlivem odlesňování dochází k odhalení velkých ploch, které jsou ve všech klimatických oblastech vystavené erozi a v oblastech s vysokými srážkami jsou nánosy úrodné půdy smývány do řek a jezer. Na těchto vyprahlých planinách již jde sotva něco pěstovat, zvláště v tropických oblastech při odhalení sterilních lateritů či ve vyšších polohách odnosem půdy a opakovaným vlivem přívalových dešťů. Za nezměněných podmínek bez odlesnění by docházelo k zachycení vláhy a udržení vody v půdě díky přítomné vegetaci a půdě – tedy nejen pomocí kořenových systémů bránících erozi. Dalším negativním dopadem je nízká retenční schopnost půd v oblastech, kde již došlo k odlesnění, to znamená, že veškerá voda se téměř nevsakuje a steče po geodetikách do údolí. Vypalování

a kácení lesních ekosystémů napříč všemi pásy Asie má za následek, že se jinak kumulovaný uhlík v biomase shromažďuje v atmosféře, kde působí jako skleníkový plyn s narůstajícími obsahy CO₂, N a methanu – které zapříčiňují globální oteplování planety a změny v rozložení srážek na obou polokoulích. Tyto zásahy a změny v celkovém globálním cyklu se odrážejí v krajině zcela specificky (ve všech ostatních cyklech) a ve velkých měřítcích již desítky let, i když v nynějších dnech, kdy dosahuje tato problematika markantních rozměrů, je jí věnována stále větší pozornost, jak ze stran vědců, tak i ze stran samotných vlád jednotlivých zemí celého světa. Je vynaloženo velké úsilí v boji proti rozšiřování pouště Gobi, jak ze strany Číny, tak Mongolska viz projekt Velké Zelené Zdi v Číně (*Great Green Wall of China*) nebo obdobní projekt probíhající v Africe, jenž si klade za cíl zastavit budoucí rozšiřování pouště Sahary (*Great Green Wall of Sahara*).

8 SUMMARY

The object of the submitted thesis is to collect available literature sources about rock weathering issues, soil development and as about forestry options in the different climatic belts of Asia, concretely in the areas of Siberia, Mongolia and China.

Weathering processes are depend on a climatic zone. There are a different weathering type or they are in correlated interactions in tropical, subtropical, temperate, cold or arid regions. We can say, that there is more humid and warm climate, the evaporation is higher resulting the chemical weathering is more active comparing with mechanical disintegration in the equatorial areas of Asia. One of the reason, why have equatorial areas too rich of biodiversity is the fact, that in the season with the lowest month rainfalls they do not drop below 100 mm per month. It does tropical monsoon Asia one of the greatest plants, but and animals gene funds of the World. By the influence of deforestation of the ecosystems providing the gene funds rapidly decrease. Northward temperatures, rainfalls, evaporation decrease. Due to alternating temperatures during a year, a day and a night, it is causing the volume change in rocks and consequently the lack of rainfalls, which are not able to cause on the total rock surface with such chemical intensity as in the humid tropical areas. By the influence of low temperatures and rainfalls away from the equatorial a biodiversity decreases as well. There are minimal rainfalls in arid regions of Gobi, so the mechanical rock weathering is predominant, which is exponentiated by the lack or total absence of vegetation cover and by the extreme temperature fluctuation during a year, a day and a night. Influence of high temperatures and the insolation in summer months causing that water solutions enriched with salts rise up to a surface, where crystallize and create salty, sterile field. There is the mechanical disintegration exponentiated by impacting rainfalls in higher altitude of Himalayas or in the north of Mongolia, which deepen erosion valleys into mountains and obstruct of the natural revegetation and, vice verse, it exponentiated deforestation processes.

Deforestation affects the uncovering of the large areas, which are in all climatic regions exposure to the erosion and there are sediment loads of fertile soil flushed away to rivers and lakes in areas with high rainfalls. In these arid plains is vegetation hardly cultivated, especially the laterites uncovering in tropical areas or the soil erosion caused by periodic impact of rainfalls in high altitudes. Under unchanged conditions without deforestation would cause to catch almost all of the moisture, keep water in the soil thanks to present vegetation and soil – so only not throw the root systems resist erosion. Another negative

impact is the low retention capacity of soils, where forests have been cutted. It means that almost all water do not soak into the soil and run off along geodetics into valleys. The burning and logging of the forest ecosystems across all climatic zones of Asia resulting that normally cumulated carbon in biomass is cumulating in the atmosphere, where causing as the greenhouse gas with increasing contents of CO₂, N and methane – which causing global warning of the planet and changes in rainfalls scatter on the both hemispheres. These interventions and changes in the total global cycle are reflected in the landscape specifically (in all other cycles) and in the large scales for decades, although nowadays when these issues have striking dimensions. The increasing attention is dedicated to these issues from the scientific community and even from the all world governments, especially of countries which is affected by this phenomena. It is taking great pains against the spreading of the dessert Gobi from sides of Mongolia and China, see project of Great Green Wall of China or in the african project called similarly Great Green Wall of Sahara.

9 LITERATURA

Administration, State Forestry. State Forestry Administration of People's republic of China. *State Forestry Administration of People's republic of China*. [Online] State Forestry Administration, 2016. [Citace: 15. 4 2016.] <http://english.forestry.gov.cn/index.php/information-services/forest-resources/2-forest-resources-in-china>.

Anisimov, Oleg. *Soil atlas of the northern circumpolar region*. Lucemburg: Office for official publication of european communitities, 2007-2008. 978-92-79-09770-6.

Baier Jan, Baierová Jana. *Abeceda výživy rostlin a hnojení*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1985.

Bergl J., Borota J. *Světové lesnictví*. Brno: Vysoká škola zemědělská v Brně, 1980.

Bouček Bedřich, Čepěk Ladislav, Kodým Odolen, Koutek Jaromír, Novák Jiří. *Mineralogie a geologie pro I. Třidu gymnasií*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství Praha, 1953.

Cacutt, Len. *Horniny a minerály*. Praha: Nakladatelství dům OP, 1994. 80-85841-15-0.

Cowan, P. J. 2006 Geographic usage of the terms Middle Asia and Central Asia. *Journal of Arid Environments* 69 (2007) 359–363

Demek, Jaromír. *Obecná Geomorfologie*. Praha: Academia, 1987.

Domes Zdeněk, *Světové lesnictví a dřevařství*. Brno: Vysoká škola zemědělská v Brně, 1999 ISBN 80-7157-376-0

Dulamsuren, C., Kamelin, R., Cvelev, N., Hauck, M., & Mühlenberg, M. (2004). Additions to the flora of the Khentej, Mongolia. Part 2. *Willdenowia* , stránky 505–510.

Duvigneaud, Paul. *Ekologická syntéza*. Praha: Academia, 1988.

Enkhsaikhan D. (1998): State of forest resources in Mongolia. In: Proceedings Ecology and Sustainable Development, Vol. 3, Ulaanbaatar.

Ermakov, N., Cherosov, M., & Gogoleva, P. (2002). Classification of ultracontinental boreal forests in central Yakutia. *Folia Geobotanica* (37), stránky 419–440.

FAO. 2016. FAO Country Profiles. Food and Agriculture Organization of the United Nations. [Online] 9. Březen 2016.
<http://www.fao.org/countryprofiles/index/en/?iso3=MNG>.

Hilbig, W., & Knapp, H. (1983). Vegetationsmosaik und Florenelemente an der Wald-Steppen-Grenze im Chentej-Gebirge (Mongolei). *Flora: Morphologie, Geobotanik, Oekophysiologie*, stránky 1-89.

Hejtman, Bohuslav. *Petrografie*. Praha: Nakladatelství technické literatury, 1981.

Hruška, Boris. *Půdoznalství I. Zemědělská geologie*. Brno: Státní pedagogická nakladatelství Praha, 1976. 80-7157-064-8.

Hruška, Boris a Stanislav Jelínek. *Lesnická geologie*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 1998. 80-7157-321-2.

Jandák, Jiří, Eduard Pokorný, Alois Prax. *Půdoznalství*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2008. 978-80-7375-061-9.

Jedickeová, Leonie. *Nerosty a horniny*. Praha: OTTOVO NAKLADATELSTVÍ - CESTY, 2004. 80-7181-498-9.

Jones, Adrian. *Rock and Minerals of Britain and Europe*. London: HarperCollins Publisher Ltd., 2012. 13:978-0-00-778538-4.

Jones, Adrian, Wall F., Willian T. *Rare Earth Minerals* . London: Chapman and Hall, 1996. 0-412-61030-2.

Juraj, Činčura. *Encyklopedie země*. Bratislava: Obzor, 1985.

Klimo, Emil. *Lesnická pedologie*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2003. 80-7157-306-X.

Kočárek E., Novák T., Richterová J. *Geologie, všeobecná, historická a regionální*. Praha: Nakladatelství technické literatury, 1967.

Konta, J. *Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin*. Praha: Univerzita Karlova, 1972.

Kornexl, L. Werner. [Online] 2012. [Citace: 9. Duben 2016.] <http://www.profor.info/sites/profor.info/files/Background-ForestGovernance-Russia-English.pdf>.

Kukal, Zdeněk. *Základy Sedimentologi*. Praha: Academia, 1986.

Kumpera, O., J. Foldyna, V. Zorkovský. *Všeobecná geologie*. Praha: Vydavatelství Alfa, 1968.

Kutílek, Miroslav. *Půda Planety Země*. [editor] Tereza Kodlová. Praha 5 : Dokořán, s. r. o., 2012. 978-80-7363-212-0.

Kynický, Jindřich. *Atlas nejdůležitějších minerálů a hornin*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2015. 978-80-7509-305-9.

Kynický, Jindřich. *Geologie v kostce*. Brno: Mendelova univerzita, 2015. 978-80-7509-277-9.

Kynický, Jindřich. *Magmatické horniny výlevné v kostce.* Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2015. 978-80-7509-307-3.

Kynický, Jindřich. *Metamorfované horniny v kostce.* Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2015. 978-80-7509-285-4.

Kynický, Jindřich. *Sedimentární horniny v kostce.* Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2015. 978-80-7509-284-7.

Laštovička, Zdeněk a Jiřina Doležalová. *Lesnická a zemědělská geologie (Praktikum z geologie pro zemědělské a lesnické obory).* Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 1996. 80-7157-199-7.

Marin A., *Riders under storms: Contributions of nomadic herders' observations to analysing climate change in Mongolia,* *Global Environmental Change* 20 (2010) 162–176

Marsch M. William, Kaufman M. Martin. *Physical geomorphology, great system and global environments.* New York: Cambridge university press, 2013. 978-0-521-76428-5.

Melka Karel, Šťastný Martin. *Encyklopedický přehled jílových a příbuzných minerálů.* Praha : Academia, 2014. 978-80-200-2369-8.

Ministry of Nature and Environment. 2006. Mongolian third report on implementation of convention on biological diversity. Ulaanbaatar: Ministry of Nature and Environment, 2006.

Motyčková Hana, Motyčková Šírová Kamila, Motyčka Vladimír, Šír Jiří. *Geologické zajímavosti České republiky.* Praha: Academia, 2012. 978-80-200-2139-7.

Mühlenberg, M., Appelfelder, J., Hoffmann, H., Ayush, E., & Wilson, K. (Únor 2012). Structure of the montane taiga forests of West Khentii, Northern Mongolia. *JOURNAL OF FOREST SCIENCE*, stránky 45–56

Norman, A. G. *Advances in agronomy, VOLUME V.* New York: Academic press INC., publishers, 1953.

Pancová Šimková, Pavlína, a další. *Obnova lesních porostů v extrémních oblastech Mongolska za využití znalostí podmínek obnovy na Kralickém Sněžníku.* Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2008. Mongolia 2008. Sborník z konference věnované výzkumným aktivitám v Mongolsku. Stránky 55-62.

Pauk, František. *Mineralogie, petrologie a geologie.* Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1969. str. 348. 14-161-77.

Pelíšek, Josef. *Lesnické půdoznalství.* Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1957.

Petránek J. *Usazené horniny.* Praha: Československá akademie věd, 1963.

Petržilek B, Kočárek E. *Základy geologie.* Praha: Práce, 1959.

Poleno, Zdeněk, Stanislav Vacek et al. *Pěstování lesů I.* [editor] Oto Lasák. Kostelec Nad Černými Lesy: Lesnická práce S. R. O., 2011. 978-80-87154-99-1.

Prax, Alois, Eduard Pokorný. *Klasifikace a ochrana půd.* Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2004. 80-7157-746-4.

Price M., Walsch K. *Horniny a minerály.* LONDÝN: Dorling Kindersley Limited, 2005. 978-80-7391-760-9.

Raimond N. Yong, Masashi Nakano, Roland Pusch. *Environmental soil properties and behaviour.* Boca Raton : CRC Press, 2012. 978-1-4398--4529-5.

Rathore M. S., Mathur A. N. *Forestry for arid regions.* Hiran Magri : Agrotech publishing academy, 1994. 81-85-680-08-6.

Richardson, S.D. *Forests and forestry in China*. Washigton D. C.: Island Press, 1990. 1-55963-023-X.

Ripley, S. Dillon. *Tropická Asie*. Praha: ARTIA, 1972.

Rudya et. all 2008 *Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards Berger understanding climate dynamics in Central Asia* Quaternary Science Reviews 28 (2009) 540–554

Salašová, Alena. *Nauka o krajině I*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2014. 978-80-7509-185-7.

Shroder, John F. *Weathering and soil geomorphology, VOLUME 4*. Omaha : Academic press, 2013. 978-0-12-398353-4.

Stejskal, Jan. *Geologie II, III*. Praha: Nakladatelství Komenium učitelské společnosti S. R. O., 1949.

Stejskal, Jan. *Zemědělská geologie*. Praha: SZN, 1958.

Stejskal-Pelišek. *Lesnická pedologie*. Praha: Státní Zemědělské Nakladatelství, 1956.

Šarapatka, Bořivoj. *Pedologie a ochrana Půdy*. Olomouc: Vydala Univerzita Palackého v Olomouci, 2014. 978-80-244-3736-1.

Šála, Rudolf. *Lesnické půdoznalství*. Zvolen: Vysoká škola lesnícka a drevárska vo Zvolene v Tlačiarenskon stredisku VŠLD, 1977.

Šibrava, Vladimír. *Nerostné suroviny*. Praha: Nakladatelství technické literatury, 1981.

Šimek, Zdeněk. *Kráska a velikost technické chemie*. Praha : Orbis, 1962.

Treter, U. (1996). Gebirgs-Waldsteppe in der Mongolia. *Geographische Rundschau*, stránky 655–661.

Tsedendash, G. Forest Vegetation of the Khentey. Ulanbaatar, Mongolia, Mongolia: National Ulanbaatar, University of Mongolia, 1995.

Tsogtbaatar J. (2004): Forest Policy Development in Mongolia. In: Institute for Global Environmental Strategies (IGES). Policy Trend Report. Yokohama, Sato Printing Co. Ltd.: 60–69.

Unčovský Štěpán, Brumovský Miroslav, Úradníček Luboš, *Lesní hospodářství v tropech a subtropích*. Brno: Vysoká škola zemědělská v Brně, 1990

Vlček V., Desertifikace pouště Gobi in Kynický J., Cihlářová H., Samec P., Kaňová H., Bartošová R., Brtnický M., (eds.) 2009. Hlavní výsledky průzkumu území Mongolska v projektu Mongolsko 2000-2009: shrnutí hodnocení a interpretace (III). MZLU v Brně, s. 61. ISBN 978-80-7375-360-3

Záruba, Q., J. Vachtl, M. Pokorný. *Základy geologie a petrografie pro stavební fakulty*. Praha : Nakladatelství technické literatury, 1972. 04-708-72.

Ziegler, Václav. *Geologie světa*. Praha: Karolinium, 2001. 80-246-0281-4.

Žalud, Zdeněk. *Bioklimatologie*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2010.

10 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1 Rozdílná hrubozrnnost hornin způsobuje odlišnou odolnost vůči zvětrávání, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	11
Obrázek 2 Štěrkopísky vzniklé na kyselých granitech, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	13
Obrázek 3 Vlevo dominantně vystupující křemenná žíla vysoce rezistentní vůči zvětrávání, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	13
Obrázek 4 Kamenná moře poskytují eluviální substrát pro rozvoj modřínových monocenóz, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	18
Obrázek 5 Projevující se eroze na velké sprašové plošině, Feng Zehn, Čína (Krejčíř D., expedice „Čína 2015“)	18
Obrázek 6 V údolí Dzum bayan, v oblasti Khentii se již po miliony let kumulují aluviální hlíny, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	19
Obrázek 7 Zvětrávání pískovců, Bayan Dzag – poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	23
Obrázek 9 Ulmus pumilla na přímém kontaktu s horninou, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	30
Obrázek 9 Skalní miska v granitech poskytující vhodné životní podmínky pro růst vegetace, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	30
Obrázek 11 Trhliny v granitovém masívu tvořící se vlivem změn objemu v hornině a výkyvů extrémních teplot v průběhu času, oblasti Khentii, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	32
Obrázek 11 Zerodovaný skalní převis, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	32
Obrázek 13 Tato skála je výsledkem součinnosti erozních pochodů zapříčiněné ledovcem, vodou a větrem, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	33
Obrázek 13 Větrná abraze na spraších, Xi'an, Čína (foto: Krejčíř D., „expedice Čína 2015“)	33
Obrázek 14 Podsvahové deluvium, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	33
Obrázek 15 Intenzivní zvětrávání ve formě rozpuštění vápencových hornin vlivem tropického humidního klimatu, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)	36
Obrázek 16 Zvířecí faktor přispívá významně k mechanické rozpadu hornin a transportu, Goricho, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	38
Obrázek 17 Mechy osidlující povrchy holých hornin jako první, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	38
Obrázek 18 Voda neustálým pohybem rozrušuje horninu a prohlubuje do ní erozní rýhy, Himaláje, Čína (foto: Krejčíř D.).....	39
Obrázek 19 Led na skalách hraje významnou roli při mechanickém rozpadu hornin vlivem zmrznání a rozmrznání, Himaláje, Čína (foto: Krejčíř D.)	39
Obrázek 20 Evapority tvořící celé kompaktní bloky, jenž svědčí o dlouhodobém intenzivním chemickém zvětrávání, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	41
Obrázek 21 Diagram relativní hloubky zvětrávání a produktů zvětrávání ve vztahu k faktorům zvětrávání v transektu od severního pólu k rovníku. (Zdroj: Jandák, skriptum, 2008).....	44
Obrázek 22 Nevhodným zavlažovacím systémem dochází k vysoké salinizaci povrchu spraší, Feng Zehn, Mongolsko (Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)	50
Obrázek 23 Vádí vyerodovalo do matečné horniny systém údolí s četnými aluvii, které slouží jako vhodný substrát pro rozvoj skromné vegetace (Ulmus pumilla) (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	51
Obrázek 24 Ukázka lateritového profilu, na němž je vidět intenzita a hloubka tropického allitického zvětrávání, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)	53
Obrázek 25 Nejrozšířenější půdní typy světa (zdroj: Duvigneaud, 1988)	54

Obrázek 26 Rýhová a roklinová eroze, jenž byla umocněna odlesněním, velká sprašová plošina, Feng Zehn, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)	56
Obrázek 27 Nárazové deště – vliv drsného kontinentálního klimatu, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	60
Obrázek 29 Pouštní lak na metamorfitu tvořící se vlivem extrémně vysokých teplot v aridním klimatu, poušť Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	63
Obrázek 29 Voštiny v granitech vymleté prudkým nárazovým větrem, Barun bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	63
Obrázek 30 Lesnatost v Ruské federaci (zdroj: FAO, 2013)	65
Obrázek 31 Následky rozsáhlých požárů na Sibiři, Ruská federace (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“)	66
Obrázek 32 Oblast Khentii, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	68
Obrázek 33 Lesnatost v Mongolsku (FAO, 2013)	70
Obrázek 34 Skromná vegetace v poušti Gobi, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	71
Obrázek 35 Následky požárů, Dzum bayan, Mongolsko (foto: Krejčíř D., expedice „Scientific research of Mongolia 2013“).....	72
Obrázek 38 Tropický deštný prales s vysokou biodiverzitou, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)	73
Obrázek 38 Kvůli aridnímu klimatu je tu relativně nízká biodiverzita, velká sprašová plošina, Feng Zehn, Čína (foto: Krejčíř D.).....	73
Obrázek 38 Vysokohorské boreální lesy v Himalájích, Čína (foto: Krejčíř D.)	73
Obrázek 40 Čajovník stěží prorůstající odolnou vrstvou lateritu, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)	74
Obrázek 40 Na cestě patrná načervenalá lateritická půda, jižní Čína (foto: Krejčíř D.)	74
Obrázek 41 Lesnatost v Číně (FAO, 2013).....	78
Obrázek 42 Cedula propagující projekt Velké Zelené Zdi s motivem „Nechme společně s námi růst vše zelené“, Yu lin, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)	80
Obrázek 43 Sprašové čeřiny vznikající postupující desertifikací, Yu lin, Čína (foto: Krejčíř D. „expedice Čína 2015“)	80