

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Vít MACA

ANALÝZA VÝVOJE ŘIČNÍ SÍTĚ ETIOPSKÉ VYSOČINY

The analysis of river network evolution in Ethiopian Highland

Bakalářská práce

Praha 2011

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně s použitím zdrojů,
které jsou uvedeny v seznamu použité literatury.

Svoluji zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena
v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 1. 7. 2011

Vít MACA

Děkuji svému vedoucímu práce doc. RNDr. Vítu Vilímkovi CSc. za pomoc, ochotu a trpělivost, které byla potřeba pro vypracování této bakalářské práce. Dále chci poděkovat mé rodině za podporu během celého studia.

Zadání bakalářské práce

Název práce

Analýza vývoje říční sítě Etiopské vysočiny

Cíle práce

Syntéza poznatků ze světové literatury na téma Analýza vývoje říční sítě Etiopské vysočiny. Budou vymezeny oblasti s různými typy říční sítě, a to v závislosti na geologické stavbě, morfostrukturních jednotkách a převládajících procesech v kenozoiku. Bude analyzována etapovitost ve vývoji a identifikovány oblasti s recentní erozní aktivitou.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Metody: především rešeršní práce s literaturou; analýza DMT; analýza podélných a příčných profilů

Území: Etiopská vysočina

Datové zdroje: volně dostupné družicové snímky na Google Earth, geologická mapa Etiopie

Datum zadání:

10.1.2011

Vít Maca

Podpis studenta

Doc. V. Vilímek

Podpis vedoucího práce

Abstrakt

Etiopská vysočina je jedno z tektonicky nejpestřejších území na světě. Leží v těsné blízkosti Etiopského riftového systému v oblasti s vulkanickým reliéfem. Jako hlavní faktory podílející se na vývoji říční sítě byly identifikovány: vulkanismus, tektonika, eroze. Nejvýznamnějším faktorem je eroze, které se práce věnuje blíže. Pomocí metod dálkového průzkumu, GIS analýzy a vyhotovováním podélných a příčných říčních profilů byly zjišťovány plošné diference v typech říční sítě, hloubce říčních údolí, geologických vrstvách atd. GIS a DPZ analýzy poskytly spíše podpůrná data. Klíčová je analýza podélných profilů. Profilováno bylo 5 toků: Guder, Muger, Jemma, Birr, Modrý Nil. Na profilech byly lokalizovány knickpointy (místa prudké změny spádu v řečišti, přerušení spádu nebo svahu stupněm; Beneš et al. 1985, Buckle 1978), které byly rozděleny na tři typy, dle majoritního faktoru podílejícího se na jejich vzniku: Aktivní výzdvih celé Etiopské vysočiny, který aktivizuje říční erozi, výzdvih menších ker, litologické. Stěžejní jsou pro další výstupy knickpointy vázané na aktivní výzdvih celé Etiopské vysočiny. Jejich lokalizací byl profil rozdělen na dílčí subprofily reprezentující období erozního vývoje oblasti. V období uplynulých 31 milionů let byly identifikovány 3 fáze zahlubování s narůstající rychlostí eroze. Dále byla zjištěna významná závislost mezi rychlostí zahlubování a rychlostí tektonického výzdvihu, což je důkazem pro tektonicky řízené zahlubování. Dále byly vymezeny oblasti s různými typy říční sítě a určeny faktory ji ovlivňující. Výsledkem je také vlastní model vývoje oblasti.

Klíčová slova: eroze, vulkanický reliéf, říční síť

Abstract

Ethiopian highlands is one of the most various tectonic areas in the world. It lies in close proximity to Ethiopian rift system in areas with volcanic landscape. As the main factors involved in development of river networks have been identified: volcanism, tectonics, erosion. The most important factor is the erosion, that work pays closer. Using the methods of remote sensing, GIS analysis and documenting the longitudinal and transverse river profiles were surveyed area of differentiation in the types of river networks, deep of river valleys, geological strata, etc. GIS and remote sensing analysis provided more supporting

data. Crucial is the analysis of the longitudinal profiles. Five rivers were profiled: Guder, Muger, Jemma, Birr, Blue Nile. Knickpoints in profiles were identified and were divided into three types according to the majority factor involved in the formation: Active uplift entire Ethiopian highlands which activate river erosion, active uplift smaller areas, lithological. Crucial for next outputs are knickpoints linked to active uplift entire Ethiopian Highland. Localization of that, were profiles divided into subprofiles, representing phases of erosion development of entire area. During the past 31 million years, were identified 3 phases with increasing incision rates. Furthermore, significant relationship was found between uplift rates and incision rates which is evidence for tectonically controlled incision. We also identified areas with different types of drainage networks and identified factors influencing it. Also, the result is our own model of development areas.

Keywords: erosion, volcanic landscape, river network

Obsah

1. Úvod.....	11
2. Vymezení oblasti	12
3. Charakteristika oblasti.....	13
3.1 Obecná fyzicko-geografická charakteristika oblasti.....	13
3.2 Geologický a geomorfologický vývoj oblasti.....	15
3.2.1 Geologický vývoj.....	15
3.2.2 Vulkanismus	18
3.2.3 Tektonika	19
3.2.4 Eroze	23
4. Zdrojová data a metody práce	25
4.1 Zdrojová data	25
4.1.1 Data pro GIS	26
4.1.2 Data pro DPZ	27
4.1.3 Mapové podklady.....	28
4.2 Analytické nástroje	29
4.2.1 GIS analytické nástroje	29
4.2.2 DPZ analytické nástroje	31
5. Výsledky analýzy.....	35
5.1 Výsledky GIS analýzy.....	35
5.2 Výsledky DPZ analýzy.....	35

5.3	Analýza podélných říčních profilů	36
5.4	Analýza příčných profilů	44
5.5	Závislost tektonického výzdvihu a zahlubování	46
5.6	Typy říční sítě	48
6.	Model vývoje oblasti	51
6.1	Strukturní vývoj oblasti.....	51
6.2	Vlastní model vývoje oblasti	53
7.	Diskuze a závěr	57
8.	Použitá literatura.....	61
9.	Přílohy	71

Seznam tabulek:

Tab. 1: Základní charakteristiky skeneru TM Landsat 5	27
Tab. 2: Vhodnost barevných syntéz v systému RGB pro identifikaci vybraných jevů.....	33
Tab. 3: Počet knickpointů (kp) a identifikovaných subprofilů na jednotlivých tocích	38

Seznam grafů:

Graf č. 1: Vývoj míry zahlubování od doby před 30 miliony let.	25
Graf č. 2: Vývoj rychlosti zahlubování a rychlosti tektonického výzdvihu v Etiopské vysočině	47
Graf č. 3: Vývoj rychlosti zahlubování a rychlosti tektonického výzdvihu v Etiopské vysočině s vyznačenými vulkanickými epizodami	48

Seznam obrázků:

Obr. 1: Lokalizace zkoumané oblasti	12
Obr. 2: Klimadiagram stanice Gondar (12°32' s.š., 37°26' v.d.) a stanice Addis Abeba (9°2' s.š., 38°44' v.d)	14
Obr. 3: Rozložení sopek v Etiopské vysočině	19
Obr. 4: Rozložení litosférických desek	20
Obr. 5: Východoafrický riftový systém	22
Obr. 6: Příklad hillshade vizualizace	29
Obr. 7: Příklad slope vizualizace	30
Obr. 8: Aplikace Sobelova vysokofrekvenčního filtru.....	32
Obr. 9: Dolní tok řeky Muger u přítoku s Modrým Nilem zobrazený v kompozici RGB 4-5-7..	33

Obr. 10: Dolní tok řeky Muger u přítoku s Modrým Nilem zobrazený v kompozici RGB 3/4 - 5/4 - 7/5.	34
Obr. 11: Podélný říční profil toku Modrý Nil s identifikovanými knickpointy dle založení	39
Obr. 12: Podélný říční profil toku Muger s identifikovanými knickpointy dle založení	40
Obr. 13: Podélný říční profil toku Guder s identifikovanými knickpointy dle založení	41
Obr. 14: Podélný říční profil toku Birr s identifikovanými knickpointy dle založení	42
Obr. 15: Vybrané příčné profily na řece Muger	45
Obr. 16: Vliv lineamentů na uspořádání říční sítě řeky Jemmy	49
Obr. 17 Ukázka typů říční sítě	50

Seznam příloh:

Příloha č. 1: Generalizovaná stratigrafická tabulka povodí Modrého Nilu.....	71
Příloha č. 2: Generalizovaná geologická mapa oblasti	72
Příloha č. 3: Digitální model terénu oblasti s vyznačenými zlomy a knickpointy	73
Příloha č. 4: Hillshade vizualizace	74
Příloha č. 5: Výškové poměry a lokalizace příčných profilů na řece Muger	75
Příloha č. 6: Vybrané příčné profily řeky Muger	76
Příloha č. 7: Vybrané příčné profily řeky Birr	78
Příloha č. 8: Schematický 9-ti krokový model paleogeografického vývoje povodí Modrého Nilu od Neoproterozoika po Kvartér	79

1. Úvod

Říční síť je jeden z nejdynamičtěji se vyvíjejících systémů kolem nás. I menší výkyv v klimatu se může, byť nepřímo, projevit v říční síti. Říční síť reaguje, mění se a přizpůsobuje fyzicko-geografickým podmínkám panujícím v okolí. „Tvar údolí je výsledkem vztahu mezi lineární erozí vodního toku a vývojem svahů“ (Demek 1988, str. 239). Toto upřesňuje Hartvich (2006, str. 140) „Tvar a podoba údolí, jednoho z nejvýznamnějších makrotvarů reliéfu, se vyvíjí jako výsledek současného působení geologické stavby, tektonických predispozic, exogenních geomorfologických procesů a konečně v posledních dvou tisíciletích i lidské činnosti.“ Říční údolí jako část říční sítě je nedílnou součástí lidské historie. Vždyť právě v okolí velkých řek nebo říčních systémů vznikaly první civilizace. Kde úrodné půdy říčních niv a zavlažovací systémy na tocích zajišťovaly obyvatelům obživu. Porozumění dlouhodobému vývoji říčních sítí nám bude klíčem pro pochopení projevů geomorfologických procesů v říční síti.

Etiopská vysočina je jedno z tektonicky nejpevnějších území na světě. Rozkládá se na pomezí tří litosférických desek (Beyene, Abdelsalam 2005). Jejich pozice v systému litosférických desek je znázorněno v Obr. 4. Její území ohraničuje na východě Východoafrický riftový systém, který leží hned vedle trojúhelníkové Afarské deprese. V této lokalitě nalezneme jezero Tana, ze kterého vytéká Modrý Nil, jeden ze zdrojů největší řeky Afriky, Nilu. Právě Modrý Nil je majoritním dodavatelem sedimentů pro budování delty Nilu v Egyptě (Garzanti et al. 2006). Tyto sedimenty vznikly vlivem intenzivní eroze právě v prostředí Etiopské vysočiny. V povodí Modrého Nilu bylo za posledních téměř 30 milionů let oderodováno necelých 100 000 km³ hornin (Gani et al. 2007). Oblast byla v minulosti zasažena intenzivní vulkanickou činností, díky níž dnes můžeme v oblasti najít vysoké nadmořské výšky.

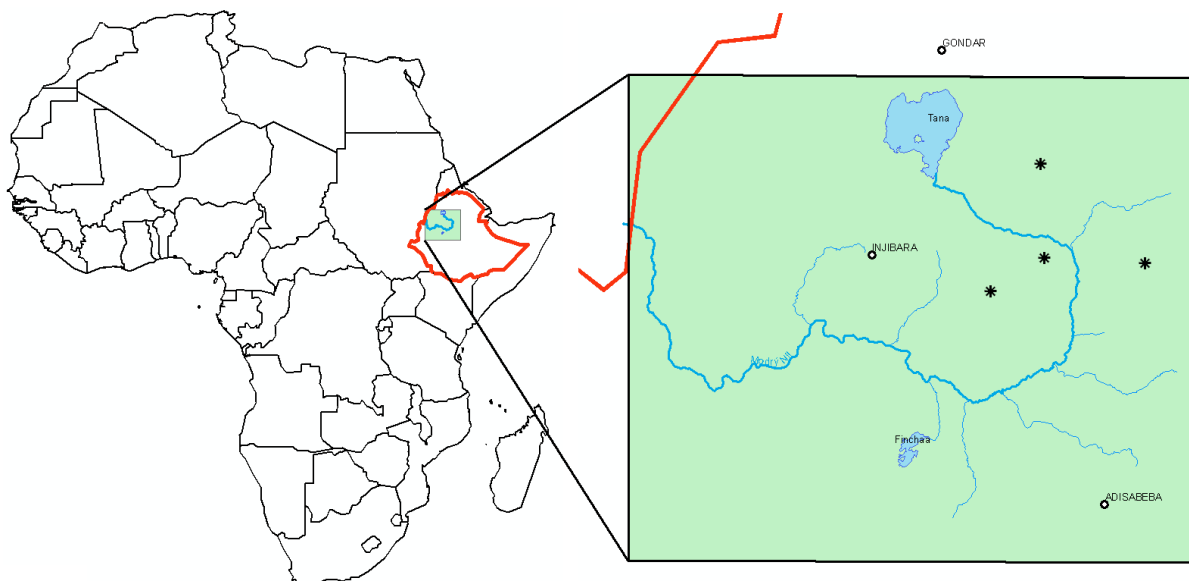
Cílem této práce je identifikace nejdůležitějších faktorů, které se podílely na vývoji říční sítě v této oblasti. Výsledkem by měl být podrobnější popis těchto faktorů a jejich zahrnutí do vlastního modelu vývoje říční sítě. Tento model je podložen vlastními výsledky zjištěnými pomocí analytických funkcí v GIS prostředí, pomocí analýzy družicových snímků z družice Landsat7. Model dále vychází z výsledků podélných říčních profilů a příčných profilů říčních údolím. Dosažené výsledky by měly být v souladu se světovou literaturou a jejich přesnost by měla být odpovídající přesnosti vstupních dat. Výsledky této práce a použité metody je

možné aplikovat v širším fyzicko-geografickém kontextu. Mohou sloužit např. jako základní podkladová data pro výzkum eroze a degradace půdy, které jsou v této oblasti velkým problémem nebo např. pro analýzu svahových pohybů.

2. Vymezení oblasti

Zájmové území se rozkládá na Africkém kontinentě. Jedná se o dynamickou oblast s velice pestrým geologickým vývojem. V minulosti zde docházelo k zaplavování mořem, tektonickému výzdvihu a intenzivním epizodám vulkanismu. Hlavním faktorem ovlivňujícím vývoj této oblasti je riftový systém na východě. Právě tektonické poměry způsobily intenzivní výzdvih oblasti a vulkanismus na okraji vznikajícího riftu. „Afrika je jediným kontinentem, kde nejvyšší polohy nejsou vázány na oblasti vrásových příkrovů, ale na tektonicky vyzdvižené části starého zarovnaného povrchu s neovulkanity“ (Kliment 2002, str. 115). Koryta řek samozřejmě na tyto projevy musely reagovat. Reagovaly překládáním koryt a silným zařezáváním se, až došlo k zahloubení dosahující místy až 1600 m. Vůči dalším vyzdvihnutým oblastem světa se Etiopická vysočina liší v tom, že zdejší povrchy nebyly modelovány přímo ledovcovou erozí, to je způsobeno lokací nedaleko rovníku (Gani et al. 2007). Tato oblast je často srovnávána s Grand Canyonem na řece Colorado (Woodward et al. 2007, Gani et al. 2007). Námi zkoumaná oblast se nachází přibližně mezi 8°-14°s.š. a 36°-40°v.d.

Obr. 1: Lokalizace zkoumané oblasti



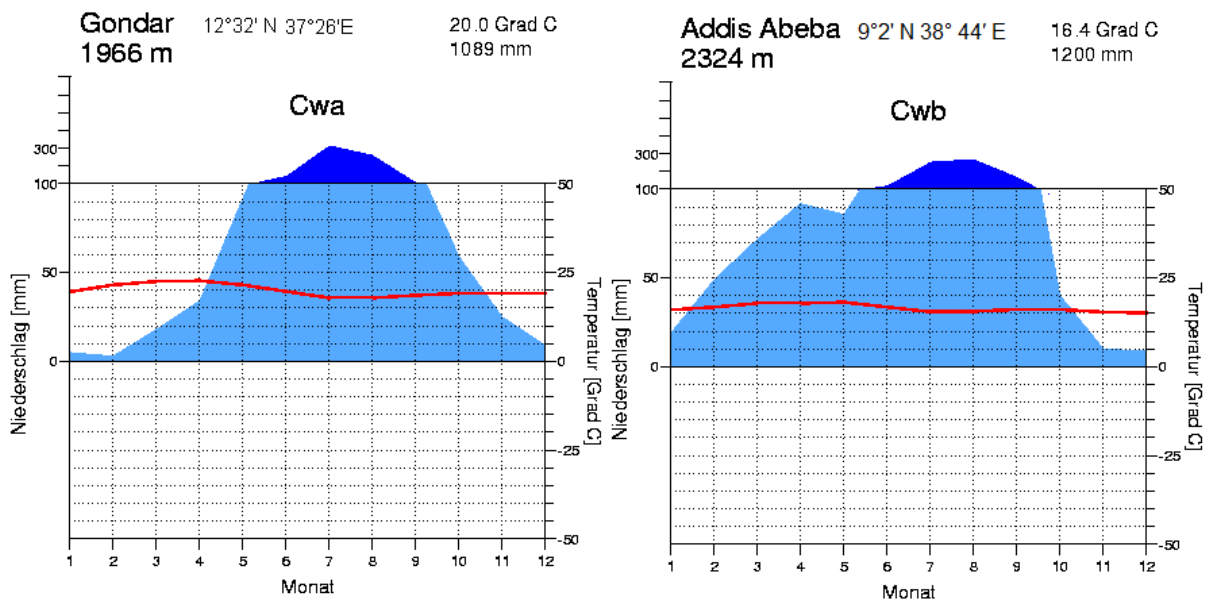
3. Charakteristika oblasti

3.1 Obecná fyzicko-geografická charakteristika oblasti

Etiopská vysočina není jednoduchý, nepřetvořený strukturní blok (Chorowicz et al. 1998), ale je Východoafrickým riftovým systémem rozdělena na více částí. Předmětem této práce je analýza vývoje říční sítě ve vlastní Etiopské vysočině, což je pouze jedna z těchto částí, která se rozkládá západně od příkopu (Obr. 5). Přibližná lokalizace oblasti je znázorněna v Obr 1. Etiopská vysočina je charakteristická vysoce položenými plošinami, které dosahují výšek přes 3000 m. Oblast je poznamenána vulkanickou činností a vysoce vyzdviženými masivy (nejvyšší hora Ras Dashen 4620 m) do nichž jsou hluboce zařezány vodní toky, které často využívají tektonických linií. Etiopská vysočina je ohraničena až 1000 m vysokými srázy. V centru vysočiny (12°s.š., 13°20' v.d.) se nachází tektonická deprese, v níž leží jezero Tana, které je hrazeno terciérními a kvartérními lávovými proudy (Hautot et al. 2006). Z jezera vytéká Modrý Nil (v této oblasti zvaný Abay), který je spolu s Bílým Nilem jednou z hlavních zdrojnic Nilu.

Co se podnebí týče, majoritní vliv na něj kromě polohy má nadmořská výška. Teploty se během roku výrazněji nemění. Průměrné měsíční teploty kolísají kolem 23-25°C. V zimě v oblasti převládá severovýchodní pasát, který sem přináší suchý kontinentální tropický vzduch z Arábie. V létě naopak vlhký jižní monzun (www.zemepis.com). Velký vliv na chod rážek mají orografické poměry, které zde zachytávají velkou část srážek. Nejnižší srážky jsou v severní části (500-1000 mm/rok), které s postupem na západ narůstají až na 1800 mm ročně. Více než 80 % srážek vypadne v období od července do října (Kim et al. 2008). Průměrná roční teplota se drží kolem 20°C (viz Obr. 2).

Obr. 2: Klimadiagram stanice Gondar (12°32' s.š., 37°26'v.d.) a stanice Addis Abeba (9°2' s.š., 38°44' v.d.). Na vodorovné ose jsou vyneseny měsíce roku, na svislé množství srážek a průměrná tepota.



Zdroj: www.klimmadiagramme.de

Půdy Etiopské vysočiny lze rozdělit do čtyř hlavních typů. První jsou nitosoly a andosoly, které se nacházejí na západě a východě vysočiny. Jsou to půdy převážně vulkanické s vysokým obsahem živin. Další skupinou jsou vertisoly na západě, ty jsou typické tzv. vertisol efektem, kdy mohou absorbovat velké množství vody, ale jakmile je sucho, tak půda popraská. Třetí skupinou jsou kambisoly a luvisoly, tedy silně zvětralé půdy s velkým obsahem podpovrchového jílu s nízkou schopností zadržování živin. Čtvrtou skupinou jsou lithosoly (<http://www.asssonline.org/>)

Půdní poměry z hlediska živin a úrodnosti jsou pro zemědělskou činnost celkem příhodné, avšak velkým problémem oblasti je půdní eroze. Především v severní části neopatrný způsob hospodářství a vysoký počet obyvatel způsobuje degradaci jinak velmi na živiny bohatých sopečných půd. Aplikovaný druh hospodářství a životního stylu v kombinaci se sezónními srážkami otevírá cestu působení silné plošné a stržové erozi. Touto problematikou se zabývá řada autorů, např. Moges, Holden (2007), Egziabher, Gebre (1991), Hurni (1988), Šíma et al. (2009). Eroze je také jednou z příčin svahových procesů, tímto tématem se zabývá např. Zvelebil et al. (2010).

3.2 Geologický a geomorfologický vývoj oblasti

Geologický vývoj a geomorfologické procesy jsou spolu velice úzce spjaty. Proto porozumění geologickému vývoji oblasti je nutným předpokladem pro pochopení geomorfologických procesů, které se podílely na vývoji říční sítě.

Protože hydrologie a geomorfologie jsou geneticky spojeny. Porozumění dlouhodobému vývoji říčních sítí, povede k pochopení morfostrukturního vývoje nově se rodících rozvodí, stejně jako paleohydrologickému vývoji celého povodí Nilu (Burke, Welles 1989, Faure et al. 1992). Geomorfologický vývoj oblasti nelze chápat jako důsledek působení jednoho procesu, ale vždy jako syntézu působení několika procesů současně a následně. Pro vývoj říční sítě v této oblasti byly určeny jako klíčové tyto 3 faktory: vulkanismus, tektonika, eroze. Vulkány prostřednictvím svých erupcí měnily směry toků a polohy koryt jednotlivých řek. Tektonický výzdvih razantně změnil výškové poměry v povodí, což se projevilo opět přesunem koryt a tedy i změnami charakteristik toků. Především právě silné erozi vděčíme za současnou podobu říčních údolí. Proto těmto třem faktorům bude věnována větší pozornost.

3.2.1 Geologický vývoj

Popisem geologického vývoje oblasti se zabývala řada autorů, každý z nich vyčlenil různý počet období vývoje (srov. Chernet (1988), Mangesha et al. (1996) sedm období, Assefa (1979, 1980, 1981) 5 období, Russo et al. (1994) 8 období). Podkladem byla také geologická mapa oblasti (Kazmin 1975a).

Geologický vývoj zájmové oblasti lze dle Ganiho et al. (2009) rozlišit na 3 hlavní období a 8 podobdobí. Hlavní období určujeme podle časového vztahu k sedimentaci. Tedy jestli v daném období probíhala výrazněji sedimentace nebo ne. Když mluvíme o sedimentaci, tak v této oblasti se jedná o ukládání sedimentů převážně marinních a fluvialních. Tedy členíme na předsedimentační, sedimentační a postsedimentační fázi. Viz:

Příloha č. 1: Generalizovaná stratigrafická tabulka, převzato z Gani et al. (2009)

Příloha č. 2: Generalizovaná geologická mapa oblasti (www.depha.org)

Předsedimentační fáze (před 600-250 miliony let)

Předsedimentační období předchází období sedimentace a jsou pro něj typické především procesy denudační. Podloží oblasti je tvořeno převážně krystalinikem, které je překryto mladšími vrstvami. Je tvořeno velice starými horninami, pocházejícími z Prekambria staré přes 600 milionů let. Ayalew et al. (1990) na základě geochronologických studií upřesňuje, že pocházejí z Neoproterozoika, s časovým vymezením 550-850 milionů let. Ty jsou odhalené v místech, kde mladší horninový kryt byl úplně erodován a odnesen. Prekambrických hornin zde nalezneme širokou škálu, především ruly, břidlice, migmatity a magmatické plutony, které byly metamorfovány do rozličných stupňů. Podloží na jihu a západě, kde převládají granity a ruly, byly metamorfovány mnohem silněji než prekambriické horniny na severu. Na severu uložené prekambrity patří mezi nejmladší dosud známé formace z této doby. Slabá metamorfóza v této oblasti značí nízké teploty, za kterých byly tyto horniny vytvořeny. Většina prekambriických hornin tvoří relativně nepropustné vrstvy, které byly od svého vzniku podrobeny několika epizodám orogeneze. Tento proces v kombinaci s tvorbou riftu, se kterým je spojen rozvoj Rudého moře a Východoafrického riftového systému, mělo za následek rozlámání celistvé plochy na menší desky. Výskyt významných vodních zdrojů je velmi blízce spojen s těmito zlomovými zónami (Kazmin 1975b). Koncem Prekambrického období došlo k výzdvihu povrchu, který byl následován dlouhým obdobím eroze. Většina usazenin, které vznikly během Paleozoika, které trvalo necelých 400 milionů let, byly do značné míry odstraněny erozí. Zachovaly se pouze břidlice a usazeniny ledovcového původu, které nalezneme v severní Etiopii (Gani et al. 2009).

Sedimentační fáze (před 250-65 miliony let)

Sedimentační fáze probíhala od triasu až do počátku křídy. Na počátku tedy probíhala fluvialní sedimentace v oblasti toků, která byla přerušena rozšířením moře. To nejprve zasahovalo oblast dnešního Somálska, ale později se moře dostala až na území dnešní Etiopie. Postupně se rozšiřovalo dál na severozápad, písek (dnes v podobě pískovce) se ukládal na původním podloží. S postupem moře a rostoucí výškou hladiny se ukládalo více jílu (jílovců a vápenců). Na západě území tato fáze skončila uložením bahna a písku, které zde zůstaly, když moře opět ustoupilo. Ústup moře byl způsoben výzdvihem pevniny. Na jihovýchodě docházelo vlivem přílivových vln k opakovanému a urychlenému procesu ukládání mořských sedimentů, kde se vysrážely sádrovce.

Gani et al. (2009) v sedimentační fázi rozlišil 6 dílčích částí.

1. fluviální sedimentace (pískovce; mocnost 300 m),
2. 1. mořská transgrese (jílovce; mocnost 30 m),
3. fáze opakujícího se prohlubování pánve (vápence; mocnost 450 m),
4. fáze vysychání pánve (sádrovce),
5. 2. mořská transgrese (vápence; mocnost 400 m),
6. fáze výzdvihu pánve a mořské regrese (pískovce; mocnost 280 m)

Postsedimentační fáze (před 65 miliony let - současnost)

Postsedimentační fáze je charakterizována silnou vulkanickou činností. V jižní části oblasti můžeme nalézt i bazalty, které pocházejí z doby před 45 miliony let. Jejich výskyt v oblasti je však omezený a v porovnání s dalším obdobím vulkanické aktivity zanedbatelný. Jejich popis můžeme nalézt například u George et al. (1998), případně Wolela (2007), který vymezil vulkanickou aktivitu před 49 miliony let o mocnosti bazaltů dokonce přes 1 km. Většina autorů, však datuje zahájení vulkanismu v této oblasti do doby před 30 miliony let. V rámci postsedimentační fáze se většinou rozlišují dvě období výraznější sopečné aktivity. První třetihorní a druhé kvartérního stáří. Začátek prvního období sopečné aktivity bylo na základě magnetostratigrafických výzkumů datováno na 26,9 - 29,4 milionů let (Hofmann et al. 1997), kdy docházelo k opakovaným rozsáhlým erupcím. Vlivem této vulkanické aktivity došlo k překrytí většiny stávajících vrstev, vrstvou bazaltických hornin o mocnosti 500 - 2000 m (Hofmann et al. 1997), které zasáhly plochu o rozloze 500 000 - 600 000 km² (Gani et al. 2007, Kieffer et al. 2004, Mohr, Zanettin, 1988). Tato aktivita je spojována s Afarským plášťovým chocholem (Beccaluva et al. 2009, Mohr, Zanettin, 1988, Hofmann et al., 1997, Ritsema, Hejist 2000, Kieffer et al., 2004), který se prostřednictvím hlubokých litosferických zlomů podílel i na vzniku Afarské deprese. Po této události následovalo období růstu štítových sopek Choke a Guguftu v severozápadní Etiopii přibližně před 22 miliony let, Mt. Guna před 10,7 miliony let (datováno dle Kieffer et al. 2004). Druhé období přišlo ve čtvrtohorách a pokrylo území 300 m mocnou vrstvou bazaltických hornin. Většina

čtvrtohorních vulkánů se rozkládá jižně od jezera Tana poblíž města Injibara a toku Birr (Beccaluva et al. 2009). Detailnější popis projevů vulkanismu v kap. 3.2.2

3.2.2 Vulkanismus

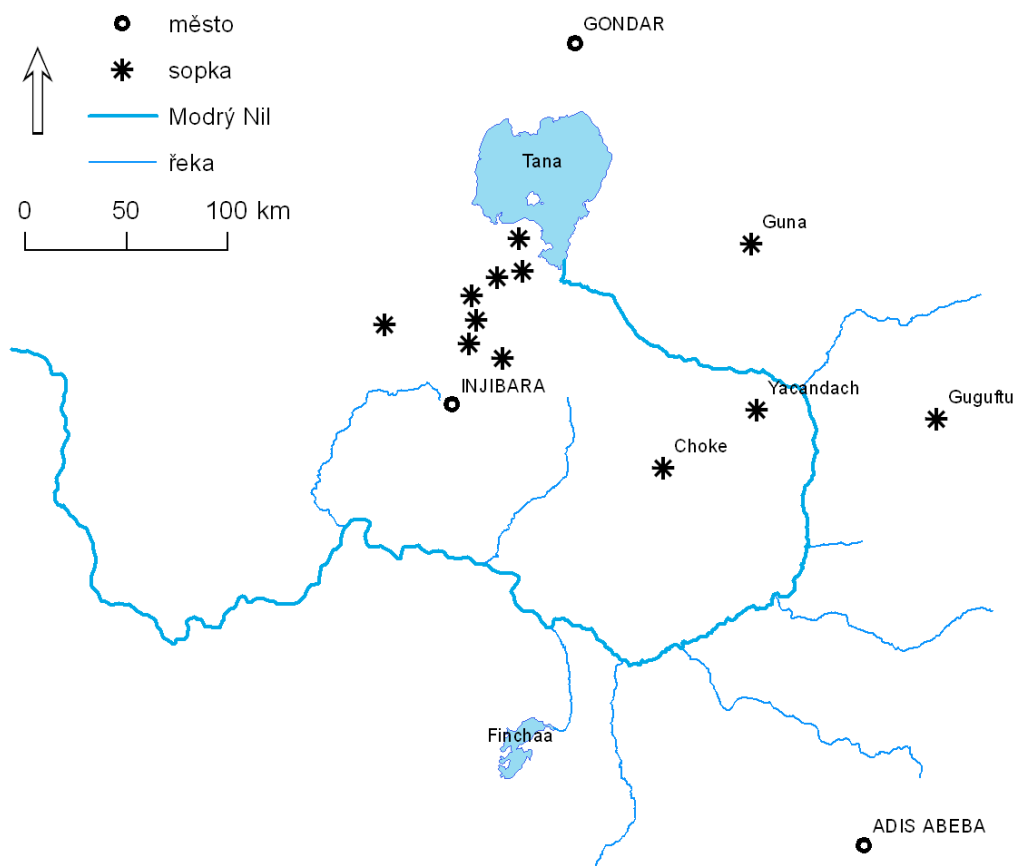
Vulkanická aktivita v oblasti je široce časově vymezena (45 milionů let-současnost). Období vulkanismu v této oblasti je obdobím velkých změn v povodí. Geologická odlišnost těchto lávových proudů od ostatních, dříve uložených vrstev (pískovců, jílovců, vápenců) nám poskytuje možnost pro vymezení rozsahu území pokrytého vulkanickými horninami a pro jejich datování, např. (Beauchamp 1977, Coulie et al. 2003, Hofmann et al. 1997, Kieffer et al. 2004, Marty et al. 1996, McDougall et al. 1975, Mohr 1983). Po určení rozsahu a časového vymezení vulkanické činnosti jsme schopni odhadnout změny, ke kterým v povodí vlivem erupcí došlo. Na druhou stranu překrytí původních hornin vrstvou vulkanitů mocnou 500 - 2000 m nám ubírá možnosti ke studiu dění před erupcemi. Většina geomorfologických tvarů, které vznikaly prostřednictvím geomorfologických procesů miliony let, byly najednou pohřbeny.

Ačkoli omezené množství bazaltů starých 45 milionů let bylo popsáno na jihu Etiopské vysočiny (Davidson, Rex 1980, George et al. 1998, Ebinger et al. 1993, Wolela 2003), tak hlavní objem vulkanické aktivity spojený s aktivitou Afarských plášťových chocholů trvající 1-2 miliony let proběhl před 30 miliony let (Hofmann et al. 1997, Coulie et al. 2003, Rochette et al. 1998, Beccaluva et al. 2009). Na plošině se rozkládají nejvyšší části oblasti, jsou to štítové sopky, které zde vznikly v období před 10-30 miliony let (Coulie et al. 2003). Mt. Choke a Guguftu v severozápadní Etiopii aktivní přibližně před 22 miliony let, Mt. Guna před 10,7 miliony let (datováno dle Kieffer et al. 2004).

Rozmístění sopek svými výškovými poměry významně ovlivňuje i uspořádání říční sítě (Gani, Abdelsalam 2006). Celkové rozložení sopek (Mt. Gish, Yacandach, Choke, Guna a Guguftu) v Etiopské vysočině odpovídá linii severojižního trendu, což koresponduje se severojižním průběhem Východoafrického riftu. Koryto Modrého Nilu se vine kolem tří sopek (Gish, Yacandach, Choke). Rozložení sopek v oblasti je vyznačeno v Obr. 3. Dá se předpokládat, že při vzniku těchto sopek došlo k přesunu říčního koryta. Například Gish a Guna pravděpodobně změnilы tok Modrého Nilu směrem k jihovýchodu, sopky Yacandach, Choke a Guguftu směrem na jih (Gani, Abdelsalam 2006). Území jižně od jezera Tana byla pokryta

čedičovými proudy kvartérního stáří a jezero Tana tehdy získalo svoji dnešní podobu přehrazením 10 000 let starým lávovým proudem. Toto přehrazení je zodpovědné za změnu toku Modrého Nilu směrem na jihovýchod, do podoby v jaké ho známe dnes (Grabham, Black 1925). Navíc Intenzivní vulkanická činnost pohřbila všechny pod sebou ležící vrstvy, včetně vodních toků, lze tedy očekávat, že po zklidnění vulkanické aktivity si vodní toky musely hledat nové cesty pro svá koryta.

Obr. 3: Rozložení sopek v Etiopské vysočině

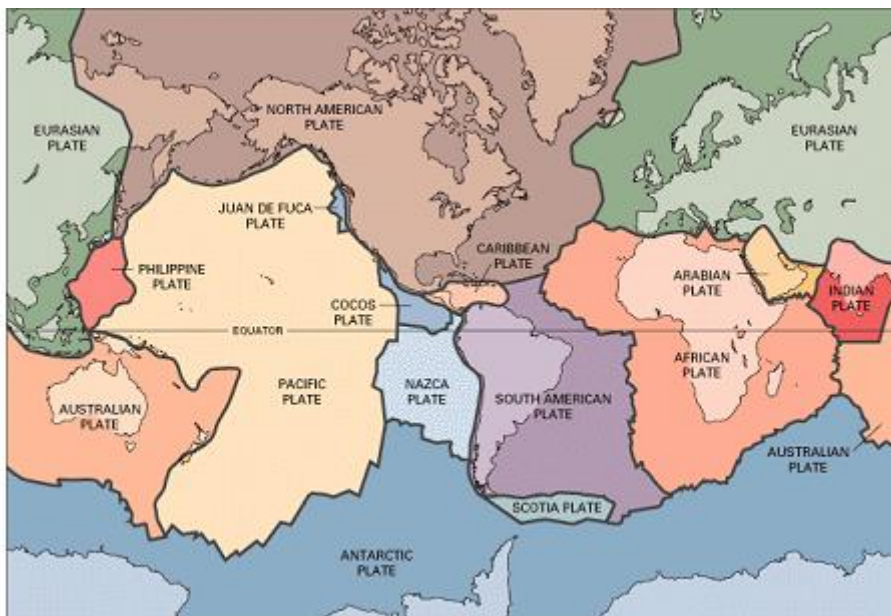


3.2.3 Tektonika

Tektonickými poměry oblasti se zabývá celá řada světových autorů. Je to způsobeno především ojedinělým umístěním této oblasti v systému litosférických desek. Pokud se pohybuje v makrotektonickém měřítku, tak oblast leží blízko rozhraní tří velkých litosférických desek, Euroasijské, Arabské a Africké. Rozložení litosférických desek je znázorněno v Obr. 4. Pokud se podíváme na detailnější členění, tak se jedná o kontakt

Nubijské desky, Somálské a Arabské desky. Pro interpretaci tektoniky oblasti Afaru bylo zkonstruováno spousta modelových teorií (srov. Beyene, Abdelsalam 2005), které přistupují k tektonice oblasti v různých řádovostních úrovních. Zkoumá se na úrovni subdesek (rozsah 1000 km), na úrovni jednotlivých bloků (100 km), ale dokonce až do měřítka 10 km, kde je oblast tak členitá, že už se upouští od klasických představ pevných litosferických desek. Právě přítomnost Afarské sníženiny, resp. Afarského plášťového chocholu a Etiopského riftového systému významně ovlivnila tektoniku Etiopské vysočiny, se kterou sousedí (Beyene, Abdelsalam 2005, srov. George et al. 1998, Pik et al. 2003, Bosworth 1992).

Obr. 4: Rozložení litosférických desek (Zdroj: IRIS - Incorporated Research Institutions for Seismology)



Dnešní vysoké nadmořské výšky na plošinách (4000 m) jsou důsledkem výzdvihu bloků zemské kůry a akumulace lávových proudů. (Pik et al. 2003). Nejdůležitější faktory pro zařezávání toku jsou dle Humpreya a Konrada (2000) tok sedimentů a tektonický výzdvih.

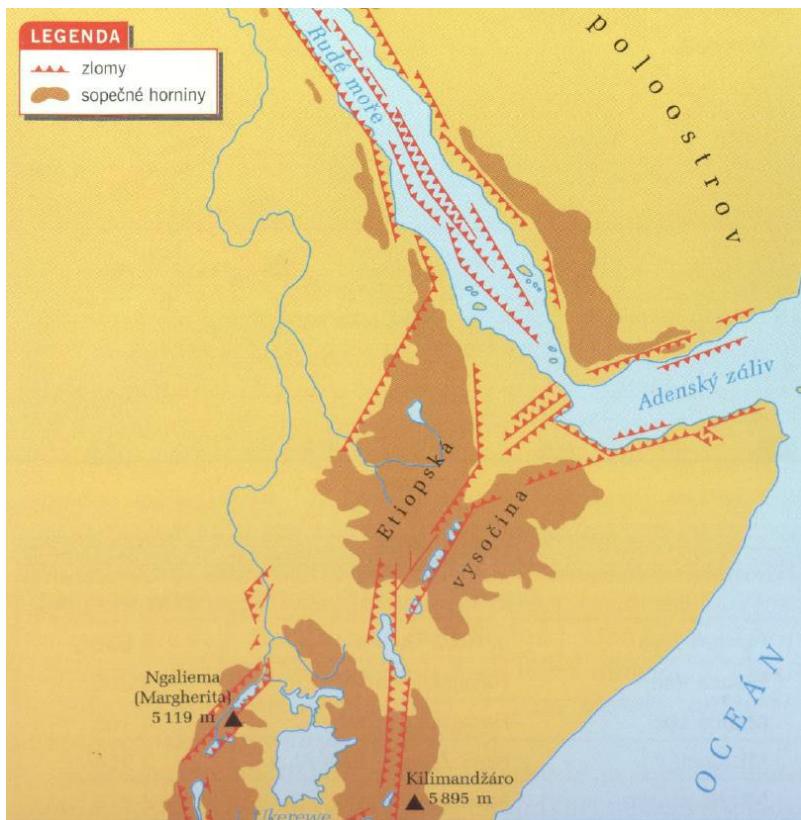
Výzdvih plošiny, především během Kenozoika není v současnosti přesně objasněn (srov. Pik et al. 2003, Weissel et al. 1995). Etiopská vysočina byla zřejmě výzdvihnuta vlivem Afarského plášťového chocholu, následovaného vznikem riftu (Hofmann et al. 1997, Sengor 2001, Beyene, Abdelsalam 2005, Beccaluva et al. 2009). Výzdvih Etiopské vysočiny byl zahájen přibližně před 30 miliony let. Rychlost tohoto výzdvihu v průběhu geologické minulosti kolísala a probíhala v epizodách, což se projevilo i v intenzitě říční eroze. Tyto epizody můžeme identifikovat např. v podélných říčních profilech (kap. 5.3). Od Eocénu byla rychlost

výzdvihu zhruba 0,1 mm/rok (Faure 1973, McDougall et al. 1975, Sengor 2001). Koncem třetihor, od Pliocénu docházelo k razantnímu růstu rychlosti výzdvihu, který trval až do konce Pleistocénu (Mohr 1967), kdy rychlost výzdvihu byla 0,5-1 mm/rok (McDougall et al. 1975). Tedy celkové zdvihy za posledních 30 milionů let jsou 2,2 km (Gani et al. 2007). Od této výšky je třeba odečíst 150 m vlivem sesedání vrstev a 300 m bylo oderodováno (přesnější popis výpočtu výšek např. in Gani et al. 2007, str. 8), tedy celková výška výzdvihu po odečtech 1750 m.

Následovalo období silné vulkanické činnosti, kdy prostřednictvím silných erupcí bylo lávovými proudy pokryto velice rozsáhlé území, podrobněji v kap 3.2.1. a 3.2.2 (Gani et al. 2007, Kieffer et al. 2004, Mohr, Zanettin, 1988). Tato vulkanická činnost souvisí s Afarským plášťovým chocholem (Hofmann et al. 1997, Kieffer et al. 2004, Beccaluva et al. 2009). Tento výzdvih oblasti spojený s plášťovým chocholem, zapříčinil vytvoření hluboko založených zlomů v litosféře pod touto oblastí, které vedly k vytvoření Afarské deprese, před 24 miliony let (Beyene, Abdelsalam 2005). Dále následovala epizoda vulkanické činnosti, kdy vznikly štítové sopky Choke a Guguftu, jejichž vznik datujeme před 22 miliony let (Gani et al. 2007, Kieffer et al. 2004).

Poté se začal oddělovat Danakilský blok od Nubijské desky, časově zhruba před 20 miliony let (Lahitte 2003). V jižní a centrální části Etiopského riftového systému, datujeme zahájení vývoje riftu před 18 a 15 miliony let. Co se týká datování vzniku riftu v severní části, vymezení nebylo dlouho jednoznačné (WoldeGabriel et al. 1990). Na základě moderních technik datování (Ar/Ar geochronologie) datujeme vznik severní části riftu na dobu před 11 miliony let, kdy část Etiopského riftového systému rozdělila Etiopskou vysočinu na severozápadní a jihovýchodní část (Wolfenden et al. 2004). Toto rozdělení je viditelné v Obr. 5. Přibližně v této době vznikla i štítová sopka Guna, 10,7 milionů let (Kieffer et al. 2004). Detailněji se rozsahem a časovým vymezením riftu zabýval např. WoldeGabriel et al. (1990), jeho výsledky upřesnil s použitím nových petrologických a geochronologických dat Bonini et al. (2005).

Obr. 5: Východoafrický riftový systém, převzato ze Školního atlasu dnešního světa, Terra 2000, str. 51



Gani et al. (2009) vymezil pět tektonických režimů, které se mohly podílet na strukturní tvorbě oblasti:

1. Napětí vyvolané rozpadem Gondwany (směr severovýchod-jihozápad) vedoucí ke zformování severozápadně orientovaných trhlin v severní a centrální části Afaru během triasu-křídý (McHargue et al. 1992).
2. Napětí vyvolané zahájením ortogonálního rozpínání riftu v pozdním miocénu (směr severozápad-jihovýchod). Bylo zjištěno srovnáním hraničních zlomů s paleomagnetickými daty.
3. Napětí vyvolané šikmým rozpínáním riftu v kvartéru (směr východ-západ). Přejed od ortogonálního směru k šikmému je způsoben aktivním vulkanismem v oblasti.
4. Napětí spojené s čtvrtohorní tvorbou Afarského plášťového chocholce

a) napětí v jižním Afaru vyvolané rozdělením Arabské a Africké desky (směr severovýchod-jihozápad)

b) napětí v západním Afaru vyvolané rychlejším rozšiřováním Rudého moře směrem do Afaru (směr východ-západ)

5. Čtvrtohorní Ambo lineament, který se táhne v. - z. směrem jižně pod tokem Modrého Nilu (Abebe et al. 1998).

Převládající trend lineamentů mapovaných pomocí metod dálkového průzkumu a ověřený při terénních pracích je severovýchodní a severozápadní. (Gani, Abdelsalam 2006). Zjede et al. (1997) na základě výzkumu seismických dat tvrdí, že převládající směr fraktur a zlomů je v této oblasti sever-jih a severovýchod-jihozápad (Příloha č. 3). K severu orientované lineamenty jsou charakteristické dlouhými srázy, které jsou dobře pozorovatelné pomocí hillshade vizualizace.

3.2.4 Eroze

Především díky hloubkové říční erozi můžeme dnes sledovat hluboce zaříznuté koryto Modrého Nilu. Humphrey, Konrad (2000) tvrdí, že tok sedimentů a tektonický výzdvih jsou dvě nejdůležitější proměnné pro zařezávání toku. Zaříznutí toku v severní části Etiopské vysočiny kolísá od 0 do 1600 m. Největší zaříznutí můžeme pozorovat v západní části oblasti, kde Modrý Nil opouští plošinu (podobný charakter má i řeka Tekeze). U obou toků je hloubka zaříznutí ovlivněna především vlastnostmi podloží (Gani, Abdelsalam 2006). Hloubka zaříznutí se snižuje s postupem proti proudu toku. Hloubka se v tomto směru snižuje také po soutocích Modrého Nilu s jeho přítoky (Guder, Muger, Jemma). Tento model zahlubování je charakteristický silnou zpětnou erozí způsobující přesun knickpointů (místa prudké změny spádu v řečišti, přerušení spádu nebo svahu stupněm; Beneš et al. 1985, Buckle 1978) proti proudu, projevující se především v horní části toku (Gani et al. 2007).

Práce zabývající se datováním zahájení eroze v této oblasti se dělí na dva póly. Jeden je zastoupen názory Weissela a druhý pól zastupuje Pik. Weissel et al. (1995) prováděl fraktální analýzu říční sítě a došel k výsledku, že eroze se začala projevovat až v pozdním Miocénu (před 6 miliony let). Na straně druhé stojí Pik et al. (2003), který na základě (U-Th)/He

termochronometrie došel k závěru, že eroze v povodí Modrého Nilu začala v době před 29-25 miliony let. K tomuto názoru se přiklání i Gani et al. (2007).

Kromě snížení erozní báze toku jsou dvě možnosti, jak zvýšit erozi v korytě: zvýšení spádu toku, prostřednictvím tektonicky řízeného výzdvihu, nebo zvýšení poměru odtoku ku množství nesených sedimentů, prostřednictvím klimatických změn (Gani et al. 2007). V neotektonicky aktivních oblastech převažuje vliv tektoniky nad vlivem klimatických změn. Hlavní klimatické změny v oblasti nekorespondují časově se zjištěnými mírami zahlubování. Existuje pouze jistá souvislost mezi Messianskou salinitní krizí a rychlostí zahlubování (Gani et al. 2007). Dá se ovšem předpokládat, že zvyšování rychlosti zahlubování je v této lokalitě řízeno především tektonicky (Gani et al. 2007). Pik et al. (2003) došel k závěru, že rychlost eroze s časem klesá. Tedy že většina erozního působení se oddehrála v prvních 10 milionech let a tedy, že většina dnešního povrchu dostala svoji podobu již koncem Oligocénu. Gani et al. (2007) naopak tvrdí, že rychlost eroze postupně narůstá. Potvrzení této teorie s vazbou na tektoniku je prokázána v kapitole 5.5.

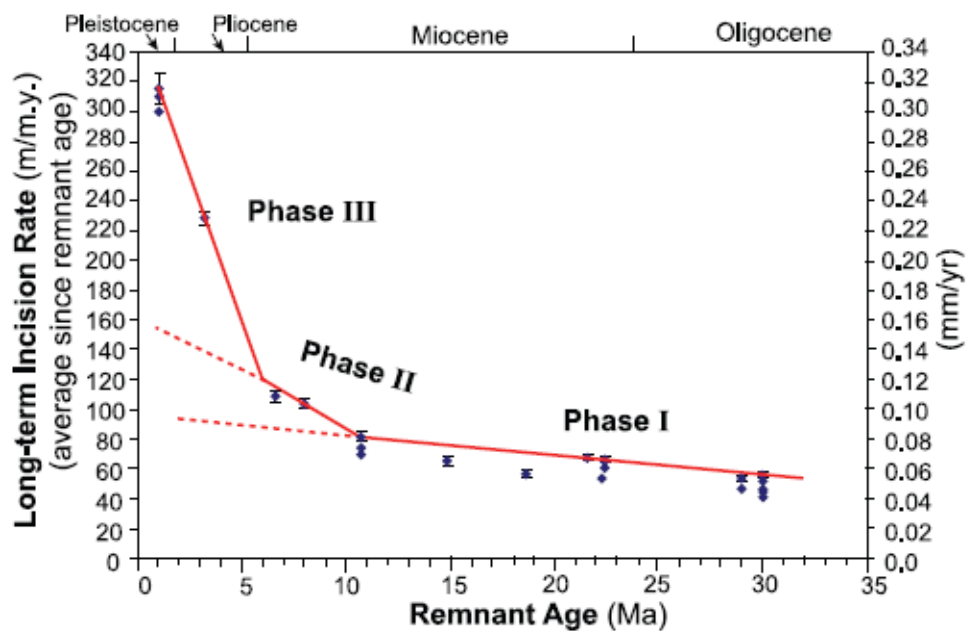
Rychlost eroze je, jak již bylo řečeno, výrazně ovlivněna tektonickým výzdvihem. Čím rychlejší výzdvih, tím silnější je potom hloubková eroze. Čím silnější je eroze, tím více je oderodovaného materiálu, který se uvolní do toku a dále se tak významně podílí na jeho modelování v nižších částech toku. Sedimenty pocházející z Etiopské vysočiny nalezneme uloženy v aluviálních kuželích v Sudánu a významně se podílí také na budování říční delty Nilu v Egyptě, dokonce až 96% nilských sedimentů pochází ze severozápadní části Etiopské vysočiny (Garzanti et al. 2006). Množství oderodovaného materiálu lze vyčíslit pomocí GIS analýzy (kap. 4.2.1, kap. 5.1), za posledních 29 milionů let bylo z povodí Modrého Nilu oderodováno minimálně 93 200 km³ (Gani et al. 2007).

Gani et al. (2007) na základě vlastního termochronometrického datování rozčlenil 3 fáze zařezávání toku, na základě rozdílů v dlouhodobých mírách zářezu. Viz Graf č. 1.

Fáze I.: probíhala před 29 miliony let do doby před 10 miliony let, je charakterizována nízkou dlouhodobou mírou zářezu (53-80 m/mil. let, tedy 0-053-0,080 mm/rok), která začala pomalu narůstat.

Fáze II.: probíhala před 10 miliony let do doby před 6 miliony let, kdy míra zářezu dosahovala 80-120 m/mil. let, tedy 0,08-0,12 mm/rok.

Fáze III.: probíhala před 6 miliony let a trvá až do současnosti, je charakterizována vysokou dlouhodobou mírou zářezu, která rychle narůstá. Dosahuje hodnot 120-320 m/mil. let, tedy 0,12-0,32 mm/rok.



Graf č. 1: Vývoj míry zahlubování od doby před 30 miliony let. Na svislé ose jsou vyznačeny míry zahlubování v metrech za milion let, resp. milimetrech za rok, na vodorovné ose jsou vyznačeny časové údaje. Převzato z Gani et al. 2007, str. 7.

4. Zdrojová data a metody práce

4.1 Zdrojová data

Dokumentace a hodnocení výzdvihu údolí a zařezávání říčního koryta může být prováděno pomocí GIS analýzy (Pederson et al. 2002, McMillan 2003, McMillan et al. 2006). GIS analýza není jedinou možností pro interpretaci vývoje oblasti. Další variantou je analýza družicových snímků. Pro vývoj říční sítě se nabízí analýza příčných a podélných profilů jednotlivých toků.

Pro dosažení, co nejpřesnějších výsledků nestačí použití jedné metody, naopak je nutné použít více vhodných metod a dílčí výsledky vzájemně porovnat. Jedině hledáním příčin spojitostí a rozdílností mezi výsledky jednotlivých metod můžeme dojít k hlubšímu porozumění vývoje oblasti.

Jako podkladová data byla použita:

a) Data pro GIS

- Digitální model terénu
- TIN
- liniová vrstva říční sítě
- geologická mapa
- družicové snímky oblasti

b) Mapové podklady

- geologická mapa (1 : 2 000 000)
- hydrogeologická mapa (1 : 2 000 000)
- mapa půdních druhů
- odtoková mapa (1 : 6 000 000)
- mapa vodních zdrojů (1 : 6 000 000)
- mapa srážek
- mapa teplot
- topografická mapa (1 : 1 000 000)

4.1.1 Data pro GIS

Většina použitých dat pro GIS pochází ze serveru DEPHA (Data Exchange Platform for the Horn of Africa; www.depha.org), což je agentura vzniklá z iniciativy OSN a dalších humanitárních organizací působících v této oblasti, která se zabývá rozvojem a distribucí

informačních produktů, které odpovídají mezinárodním standardům a obsahují nejnovější data, které jsou k dispozici, především pro potřeby humanitární. Dalším kvalitním zdrojem je Americká geologická služba (www.usgs.gov), která shromažďuje digitální data pro celý svět. Třetím zdrojem byla aplikace Google Earth.

Před popisem jednotlivých kroků analýzy dat je třeba se věnovat nejdůležitějšímu vstupnímu prvku, zásadně ovlivňujícímu konečnou přesnost. Čím přesnější je DMR (vyšší prostorové rozlišení), tím lepší mohou být výsledky celého procesu. V protikladu však stojí vyšší výpočetní a tím i časová náročnost (Hartvich, Jedlička 2008). Proto je třeba uvážit jaká přesnost je pro danou aplikaci dostatečná (Andrysiak, Maidment 2000).

4.1.2 Data pro DPZ

Hlavními daty jsou družicové snímky. Družicové snímky oblasti pocházejí převážně z družice Landsat 5 (www.usgs.gov). Družice Landsat 5 obíhá po dráze v průměru ve výšce 705 km od roku 1984. Doba oběhu je 99 minut, inklinace dráhy družice je 98,2 stupňů. Šířka záběru je 185 km. Po 16 dnech se družice dostane na stejné místo nad zemským povrchem, za tuto dobu uskuteční 233 oběhů kolem Země. Rovník přechází v 9:45 (± 15 min) a poskytuje data pro území mezi 81°s.š. a 81°j.š. (www.gisat.cz).

Družice nese následující vědecké přístroj pro dálkový průzkum Země:

- sedmikanálový tematický multispektrální mapující skener TMS [=Thematic Mapper Sensor]
- čtyřkanálový multispektrální skener MSS [=Multispectral Scanner]
- přijímač signálu navigačních družic GPS [=Global Positioning System] pro přesné stanovení pozice družice na dráze.

Zdroj: www.gisat.cz

Tab. 1: Základní charakteristiky skeneru TM Landsat 5, dle <http://landsat.usgs.gov>

Číslo pásma	Interval vlnových délek [μm]	Slovní označení	Velikost pixelu
1.	0,45 – 0,52	Modré	30
2.	0,52 – 0,60	Zelené	30
3.	0,63 – 0,69	Červené	30
4.	0,76 – 0,90	Blízké infračervené	30

5.	1,55 – 1,75	Stř. infračervené	30
6.	10,40 – 12,50	termální	120
7.	2,08 – 2,35	Stř. infračervené	30

Prostorové rozlišení těchto snímků je pro potřeby této práce dostačující. Pro analýzu byly použity bezmračné snímky oblasti z podzimu (po období dešťů). Tyto snímky byly již geometricky rektifikované, a proto nebyl problém je načíst do GIS systémů. Jako software pro analýzy v GIS prostředí byl použit ArcGis 10, pro úpravy snímků DPZ Geomatica 9.1.

Dalším použitelným zdrojem dat by mohly být letecké snímky, ze kterých lze poměrně snadno vyčíst změny v říční síti v krátkém časovém horizontu. Jejich nevýhodou je ale především jejich nedostupnost. V našem případě se zabýváme především dlouhodobými trendy a faktory ve vývoji říční sítě, proto letecké snímky nebyly použity. Pro přesnější analýzu konkrétní oblasti by bylo jejich zařazení jistě přínosné.

Pomocí dat dálkového průzkumu lze také mapovat opuštěné a pohřbené říční sítě. Tuto problematikou se zabývá např. Blumberg et al. (2004), Neta et al. (1999), Daniels et al. (2003a,2003b). Autoři využívají dat z infračerveného spektra, Synthetic Aperture Radar (SAR) a Ground Penetrating Radar (GPR). Toto téma je natolik obsáhlé, že bližší přiblížení přesahuje rámec této práce. Velké využití je ale možné při konkrétním výzkumu i ve zkoumané oblasti, kde docházelo ke změnám toků.

4.1.3 Mapové podklady

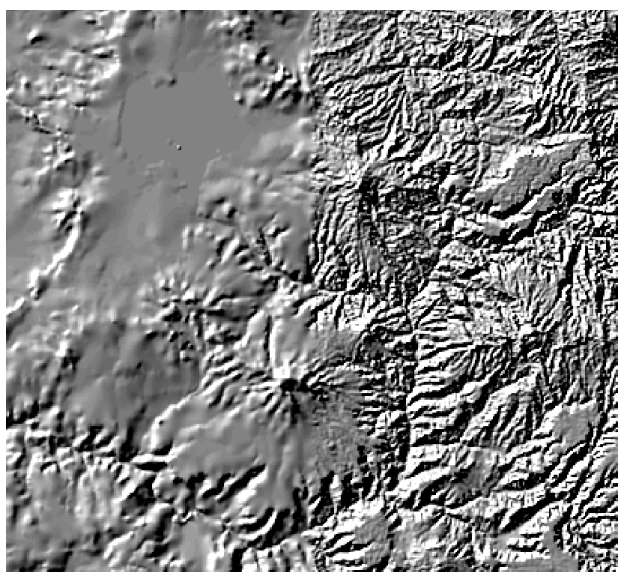
Mapové podklady v nedigitální formě byly použity spíše jako podpůrný materiál pro analýzu pomocí GIS nástrojů a satelitních snímků. V případě přesnějšího výzkumu by bylo nutné zakomponovat i tyto data do průběhu analýzy. V našem případě sloužily pouze jako vedlejší zdroj a jako kontrolní materiál výsledků. Použity byly například pro kapitolu 3. Charakteristika oblasti. Výjimkou je geologická mapa (Kazmin 1975a), která byla použita pro analýzu podélných a příčných profilů

4.2 Analytické nástroje

4.2.1 GIS analytické nástroje

Pro získání odpovídajících výstupů byly na tato vstupní data použity některé analytické funkce GIS. Základním vstupním podkladem byl digitální model terénu (Příloha č. 3). Již pohled na něj nám lecos napoví o výškových poměrech a celkovém charakteru území. Pro vytvoření stínovaného rastru území byla použita funkce „Hillshade“. Je to metoda, kdy se pomocí nasvícení scény pod určitým úhlem zjišťuje jednak množství slunečního světla, které na dané území dopadá a také se používá k zlepšení prostorového vnímání scény. Funkce má tři vstupní parametry. Azimut světelného zdroje, výšku zdroje a Z-faktor. Azimut byl volen různý dle směru údolní sítě, defaultně 315°, tedy severozápad a výška 45°, Z-faktor byl doplněn odpovídající zeměpisné šířce. Výsledkem je rastr, který má v každém bodě přidělenou hodnotu podle intenzity dopadajícího světla. Stínovaný rastr nám zvýrazní jednotlivé hrany v reliéfu. (dle <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/>)

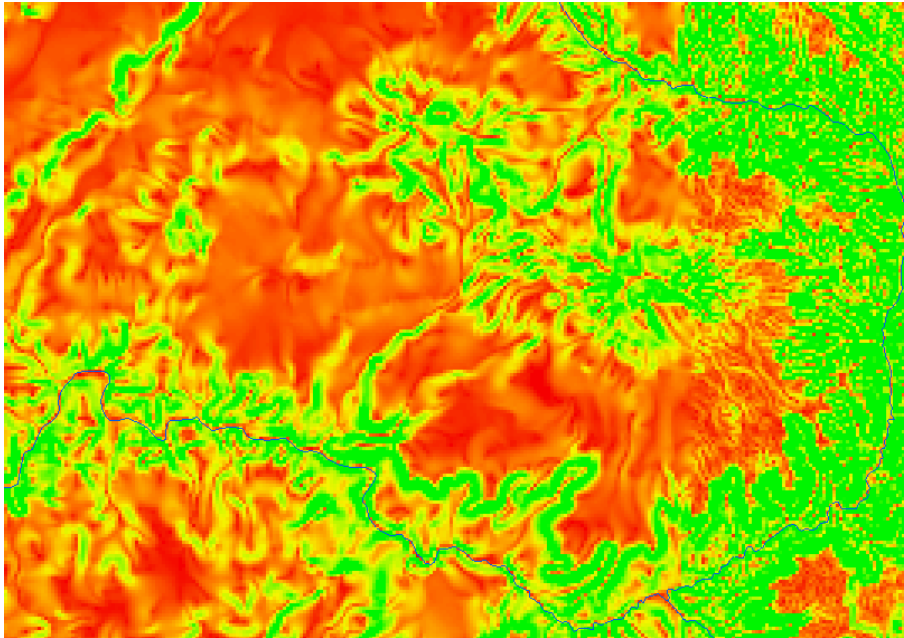
Obr. 6: Příklad hillshade vizualizace



Dalším analytickým nástrojem, který byl použit je funkce „Slope“. Funkce Slope vytvoří rastr sklonitosti, který je silným pomocníkem pro vytipování míst náchylných k silné erozi. Výskyt povrchové eroze většinou roste se sklonitostí svahu. Samozřejmě, aby mohlo být tvrzeno, že tyto svahy jsou erozně ohrožené, musely by se vzít v úvahu, kromě sklonu svahu i další faktory, kterými dle univerzální rovnice Wischmeier-Smith jsou erozní účinnost deště, náchylnost půdy k erozi, délka svahu, ochranný vliv vegetace a faktor vlivu protierozních

opatření. Jako výpočet faktoru sklonu pro rovnici Wischmeier-Smith je tedy tento nástroj vhodný (Lippl 2009).

Obr. 7: Příklad slope vizualizace



Následně byl na digitální model terénu aplikován nástroj „Cut/Fill“, který nám určí oblasti akumulace materiálu a oblasti odkud bude materiál transportován. Tedy určí nám místa, kde bude převažovat materiál fluviální akumulace a naopak místa kde docházelo k velkému úbytku materiálu. Výsledná mapa nám ukáže současný stav erozně akumulčních procesů. Na základě tohoto výstupu jsme schopni odhadnout, jak budoucí charakter změn v oblasti, tak i změny, které se projeví na formování říční sítě v minulosti.

Další činností prováděnou v prostředí GIS byla tvorba příčných profilů a příprava dat pro podélné říční profily.

Příčné profily jsou vhodné pro studium vývoje údolí, jeho tvaru. Obvykle na horním toku převládá hloubková eroze nad erozí boční a řeka má větší sklon. S postupem níže po toku začíná převládat boční eroze nad erozí hloubkovou a řeka má menší sklon. Boční eroze rozšiřuje a zaobluje říční koryto do neckovitého tvaru. Tento model samozřejmě neplatí vždy, ale je třeba vzít v úvahu vývojové stadium toku, podloží, vegetaci a spoustu dalších faktorů.

Podélné profily ukazují výškové poměry toku, jeho spád a můžeme v nich identifikovat tzv. knickpointy (místa prudké změny spádu v řečišti, přerušení spádu nebo svahu stupněm;

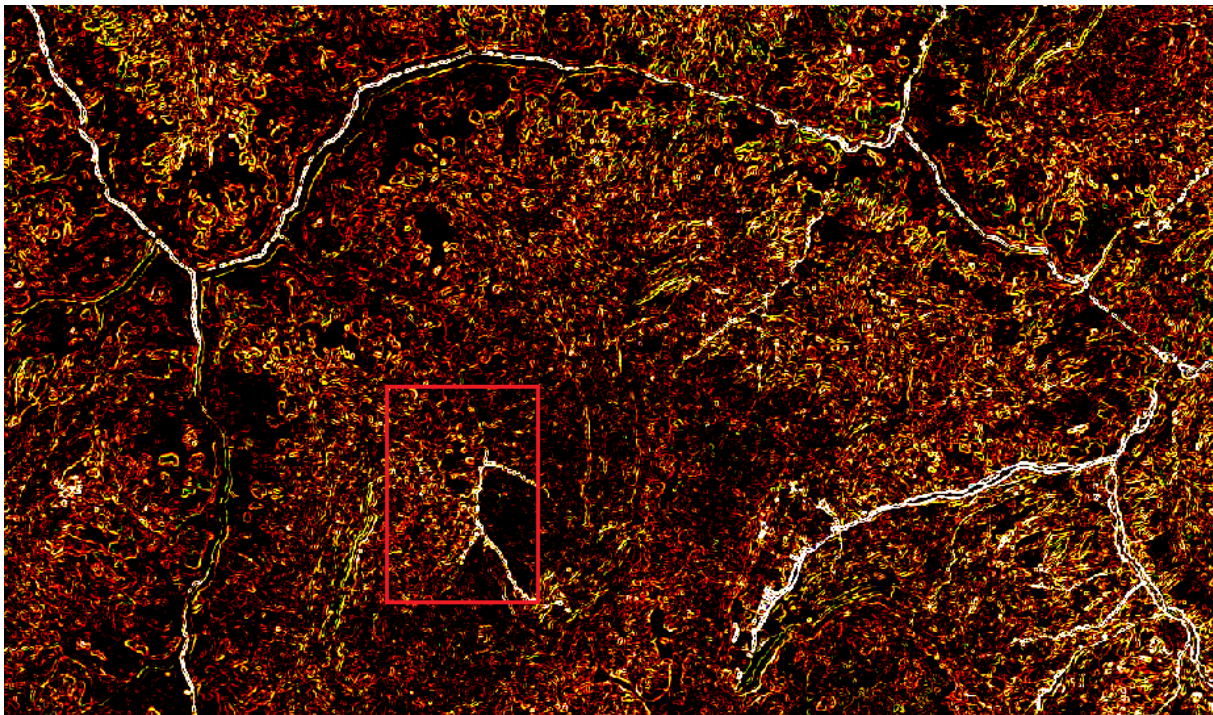
Beneš et al. 1985, Buckle 1978), jejich lokalizace nám rozčlení profil na více menších subprofilů. Význam těchto knickpointů reap. subprofilů je detailněji rozebírán v kap. 5.3. Ideální průběh spádové křivky toku je konvexní. Z odchylek od ideálního tvaru můžeme odhadnout místa, kde bude docházet k ukládání sedimentů a naopak kde bude výraznější hloubková eroze.

4.2.2 DPZ analytické nástroje

Analýza družicových snímků nám poskytla cenné výstupy, které posloužily k potvrzení popsané teorie vývoje oblasti (kap. 3.2 Geologický a geomorfologický vývoj oblasti). Na družicové snímky byly použity tři analytické nástroje: vysokofrekvenční filtrace, multispektrální barevná syntéza a spektrální poměry (spectral ratio). Vstupní data lze zpřesnit úpravami histogramu, aplikací edge sharpeningu. Pro lepší zvýraznění výsledků lze použít např. pseudobarevná zobrazení, případně na snímky aplikovat neřízenou klasifikaci a následně použít její statistické vyhodnocení pro kontrolu přesnosti. Aplikace neřízené klasifikace by byla vhodná například pro snímky zvýrazňující geologické vrstvy, s následnou kontrolou přesnosti proti skutečné geologické mapě.

„Funkcí filtrů je propouštět do výsledného obrazu pouze určitý typ informace. Vysokofrekvenční filtry propouštějí vysokofrekvenční informaci - tedy všechny lokální extrémy obrazu včetně linií a hran. V procesu filtrace je definováno tzv. filtrovací okno, které je představováno čtvercovou maticí (většinou 3x3, 5x5). Každý pixel tohoto okna obsahuje koeficient - váhu. Filtrovaný obraz je pak generován násobením každého koeficientu v okně reálnou hodnotou pixelu z originálního snímku podle současné polohy okna. Výsledek je přiřazen centrálnímu pixelu ve filtrovacím okně. Filtrovací okno se posouvá po snímku po jednom pixelu. Obecnou funkcí vysokofrekvenčních filtrů je tedy určitým způsobem zvýšit rozdíl hodnot mezi filtrovaným centrálním pixelem a jeho okolím. Tyto rozdíly reprezentují především hrany a linie. Vysokofrekvenční filtry obecně zdůrazňují objekty, které jsou menší než polovina filtrovacího okna, širší objekty potlačují. Proto se i zde používají různé velikosti filtračních oken“ (Dobovolný 1998, str. 128).

Obr. 8: Aplikace Sobelova vysokofrekvenčního filtru (filtrovací okno 3x3), vyznačeno hluboce zařiznuté údolí. Střední tok řeky Muger.



„Každé jednotlivé pásmo popisuje každý objekt pouze jednou hodnotou pixelu. Vzájemné vztahy mezi jednotlivými pásmy jsou důležité k rozpoznání objektů, a proto je užitečné vytvářet multispektrální barevné syntézy.“ (Dobrovolný 1998, str. 135)

Zemský povrch můžeme zobrazit v barvách pro naše oko přirozených (RGB 321), toho docílíme, jestliže zobrazíme pásmo snímající červenou část spektra červeně, zelenou zeleně a modrou modře. Pokud zobrazíme jiná pásma, obraz bude zobrazen v nepřirozených barvách. Toto zobrazení je pro nás užitečné, protože každý povrch pohlcuje a odráží jiné vlnové délky záření, a tedy se různé povrchy barevně odlišují.

Z čím více spektrálních pásem je snímek složen, tím více možností kombinovat jednotlivá pásma máme. Výběr vhodné kombinace pásem závisí na použití. Na základě spektrálních vlastností povrchů byly odvozeny kombinace vhodné pro danou tematiku. Spektrální pásmo 7 bylo do programu přidáno z důvodu široké aplikace v geologii. V této části spektra se řada minerálů a hornin vyznačuje charakteristickými zářivými vlastnostmi, které lze využít k jejich rozpoznávání. Aplikací tohoto pásma do syntézy, se zabývá spousta autorů (Grove et al. 1992, Vincent 1997). Hojně se používá především na geologické mapování pomocí DPZ, které

je doloženo terénním výzkumem (např. Gani et al. 2007, Robinson et al. 2000, Jansma et al. 1996).

Tab. 2: Vhodnost barevných syntéz v systému RGB pro identifikaci vybraných jevů. Čísla pásem jsou v pořadí R-G-B. Čím nižší číslo, tím vhodnější pro zobrazení. (převzato z Travaglia 1990)

Identifikovaný jev	4-3-2	3-2-1	5-3-2	5-4-3	4-5-3	3-4-5	7-4-3
Zastavěné oblasti	1-2	6	5	2-4	1	1-2	3
Obsah sedimentů ve vodě	2	1	3	5-6	5-6	4	5-6
Síť vodních toků	1	6	2	3-5	2	4	3
Hranice zemědělské půdy	2	6	4	3	3	5	1
Hranice vody a vegetace	2	6	5	1-3	1	4	3
Půdní poměry	1	5	6	2-3	2	2-3	4
Druhy vegetace	2	6	5	1	1	4	3
Menší vodní plochy	4	6	5	3	3	2	1

Obr. 9: Dolní tok řeky Muger u přítoku s Modrým Nilem zobrazený v kompozici RGB 4-5-7. Ve snímku jsou patrná různá geologická podloží, např. na jihozápadě a severovýchodě.

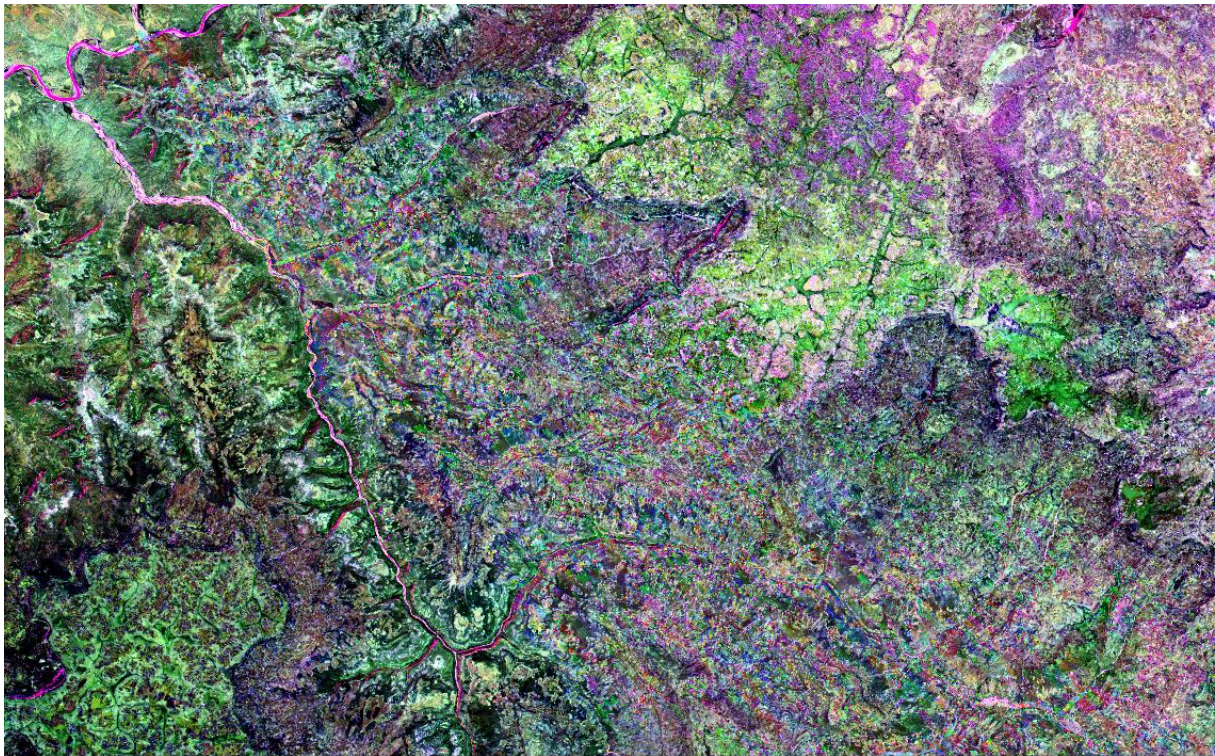


Spektrální poměr je podíl jednoho spektrálního pásma s jiným (Vincent and Thomson, 1971). Spektrální poměry umožňují lépe zachytit rozdíly mezi jednotlivými typy zemského pokryvu.

Eliminují různé podmínky snímání, např. polohu Slunce (má význam při sledování změn). Opět počet možných kombinací pro jednoduchý podíl roste s počtem spektrálních pásem. Ne všechny podíly dávají ve výsledku smysluplnou informaci a proto je při jejich výběru třeba pročíst odbornou literaturu.

Vysoké uplatnění mají například v ekologii a land use. Častým spektrálním podílem je koeficient NDVI, při studiu vegetace a jejího stavu. Jejich použití je také v geologickém mapování, často v kombinaci s analýzou hlavních komponent (Robinson et al. 2000).

Obr. 10: Dolní tok řeky Muger u přítoku s Modrým Nilem zobrazený v kompozici RGB 3/4 - 5/4 - 7/5. Opět můžeme snadno identifikovat různá geologická podloží. Koresponduje s kompozicí 4-5-7.



5. Výsledky analýzy

5.1 Výsledky GIS analýzy

Funkce Hillshade nám vytvořila stínovaný rastr území. Tento rastr je pro lepší vizuální představu výškových poměrů území. Vhodný je například pro lokalizaci starších říčních koryt nebo nám např. „ukáže, jak se plošný erozní model toků mění s regionální topografií“ Gani, Abdelsalam (2006, str. 144). Výstup je tedy použitelný k vytipování míst s recentní erozní aktivitou (Příloha č. 4). Z rastru je jasně viditelný vliv Etiopského riftového systému, toky v této oblasti jsou více zahloubené a tvoří strmější svahy (Weissel et al. 1995). Vliv riftu s postupem na západ samozřejmě slábne. Dobře rozlišitelné jsou i důsledky vulkanismu. Vulkanické horniny jsou samozřejmě odolnější než marinní a fluviální sedimenty (pískovce, vápence, jílovce), tedy koryta řek nejsou v této oblasti tak hluboce zaříznutá. Syntézu těchto poznatků lze interpretovat takto: Svahy na východě jsou strmější, jedná se především o s riftingem spojené dlouhé srázy severojižní orientace, s postupem k západu se mění horninová skladba a toky se více zařezávají. Nejčastější orientací lineamentů je severovýchod-jihozápad a na ně kolmé zlomy orientace severozápad-jihovýchod (Příloha č. 3, 4).

Funkce Slope nám ukázala sklonitostní poměry oblasti. Z výstupu lze snadno identifikovat příkré srázy především na západě. Vektorizací lineamentů z tohoto výstupu se zabýval např. Birhanu (2010). Funkce Cut/Fill nám ukáže stav erozně akumulčních procesů v zkoumané oblasti. Ale hlavně je dokáže i kvantifikovat. Aplikací na digitální model terénu jsme vyčíslili množství odneseného materiálu z povodí Modrého Nilu na 93 200 km³ za posledních 29 milionů let. Toto číslo je v souladu s výzkumem Ganiho et al. (2007).

5.2 Výsledky DPZ analýzy

Aplikace Sobelova vysokofrekvenčního filtru nám pomůže odlišit starší koryta od mladších. Výsledná vizualizace je znázorněna v Obr 8. Aplikace Sobelova vysokofrekvenčního filtru. Tento vysokofrekvenční filtr zvýrazňuje hrany objektů. Ve výstupu můžeme zřetelně identifikovat hluboce zaříznutá údolí. Ty jsou typickým znakem vývojově mladých koryt v této oblasti.

Zobrazení pomocí barevné syntézy a spektrálních podílů nám podává přesnou informaci o rozložení geologických vrstev. Výhodná je především pro rozlišení vulkanických vrstev od starších sedimentů (pískovce, jílovce, vápence). Pomocí tohoto zobrazení můžeme jednoduše mapovat plošný rozsah vulkanitů v oblasti. Na základě těchto zobrazovacích metod lze snadno tvořit generalizované geologické mapy oblastí (srov. Birhanu 2010). Právě srovnání výsledků analytických nástrojů z GIS prostředí, Sobelova vysokofrekvenčního filtru, barevných syntéz a spektrálních podílů nám dává možnost přesněji rozhodnout o existenci např. starších říčních koryt, ze kterých byla řeka zřejmě přeložena. Další využití je ve srovnání výstupů s výsledky podélných a příčných profilů, kdy můžeme identifikovat, zda se jedná o knickpointy vzniklé tektonicky nebo litologicky (tvořeny lávovými proudy s větší odolností). Podrobněji rozpracováno v kap. 5.3, 5.4.

5.3 Analýza podélných říčních profilů

Analýza podélných říčních profilů je silným nástrojem pro hodnocení vývoje toku. (Radoane et al. 2003, Harmar, Clifford 2007, Weissel, Seidl 1998) ideální profil má konvexní průběh. Odchytky od tohoto konvexního průběhu značí změnu v energii toku. Tyto změny se v profilu projeví rychlou změnou ve sklonu toku, tedy vytvoří se knickpoint (def. Beneš et al. 1985, Buckle 1978). Knickpointy mohou v toku vznikat jako projev: výzdvihu bloků zemské kůry, silné zpětné eroze podloží, odlišné geomorfologické odolnosti hornin, říčního pirátství, nebo např. vlivem pasivních zlomů, které jdou napříč tokem. Říční pirátství není v této oblasti lokalizováno (Gani et al. 2007). Oblast je velice bohatá na zlomy, většina z nich však leží na okraji riftu. Tektonický výzdvih je v této oblasti prokázán (např. Bosworth 1992, Beyene, Abdelsalam 2005), a je to bezesporu nejvlivnější činitel pro vznik knickpointů (viz kap. 3.2.4 Eroze). Zkoumaná oblast je také bohatá na vulkanickou činnost, tedy lze očekávat, že ne všechny knickpointy budou jen tektonického původu, ale objeví se i litologické. V této oblasti došlo k překrytí původních vrstev vrstvami bazaltů, což se projevilo tak, že toky měnily polohy svých koryt a měnily se i spádové poměry povodí (viz kap. 3.2.2 Vulkanismus), to se samozřejmě projeví i v podélných profilech. Hlavními činiteli pro vznik knickpointů v této oblasti byly stanoveny: aktivní tektonický výzdvih dílčích ker, tektonický výzdvih celé Etiopské vysočiny a vulkanismus. S vulkanismem svázané knickpointy (litologické) mohou být buďto na rozhraní dvou lávových proudů, na rozhraní lávového proudu a méně odolné horniny (fluviální, marinní sedimenty), nebo na rozhraní méně odolných hornin. Což se projeví

zvýšenou silou eroze v méně odolném podloží. Lze očekávat, že tektonicky vzniklé knickpointy budou vyšší než s vulkanismem spojené (litologické), není to však pravidlem. S ohledem na měřítko vstupních dat není možné identifikovat všechny knickpointy, a zaměříme se tedy na knickpointy výškově výraznější (>50 m). V tomto případě tedy převažovat budou tektonické knickpointy (vázané, jak na výzdvih dílčích ker nebo celé oblasti). Samozřejmě knickpointy nevznikaly vlivem pouze jednoho faktoru, ale na jejich vzniku se jich podílelo více. Značení se váže na majoritní faktor vzniku. Rozčlenění knickpointů bylo prováděno na základě geologické mapy oblasti (Kazmin 1975a) snímků z družice Landsat (www.usgs.gov), snímků aplikace GoogleEarth.

Jakmile v toku vznikne knickpoint, dojde k přerušení podélného profilu stupněm a vytvoří se dílčí subprofil. Tyto knickpointy jsou svázané se svou dobou vzniku, tedy můžeme je používat jako nástroj absolutního datování. Na základě identifikace knickpointů vzniklých výzdvihem celé oblasti můžeme identifikovat období erozního vývoje povodí (viz kap. 3.2.4 Eroze). Počet těchto knickpointů by měl korespondovat s obdobími zahlubování v údolí (Gani et al. 2007). Podrobněji popsáno v kap. 5.5.

Knickpointy bohužel nejsou statické, ale dynamické a během vývoje koryta mění svoji polohu směrem k prameni v důsledku zpětné eroze. Níže vytvořený knickpoint se takto posouvá směrem k prameni a může dojít k oderodování dříve vzniklého knickpointu. Tento proces je typický především pro horní části toků (Gani et al. 2007), kde má řeka více energie. Z tohoto důvodu nebude možné na všech tocích identifikovat všechny fáze zahlubování.

Oblasti Etiopské vysočiny se vyznačují hluboce zaříznutými koryty a nevyrovnanou spádovou křivkou (www.zemepis.com). To samozřejmě souvisí s pestrým geologickým vývojem této lokality.

Byly vytvořeny podélné profily 5 toků z této oblasti (Modrý Nil, Birr, Muger, Guder, Jemma).

Pokud uvažujeme fáze zahlubování, jak byly popsány v kap. 3.2.4 a pokud k nim vztáhneme dílčí subprofily, tak můžeme rozlišit toky podle počtu subprofilů v profilu (viz Tab. 3).

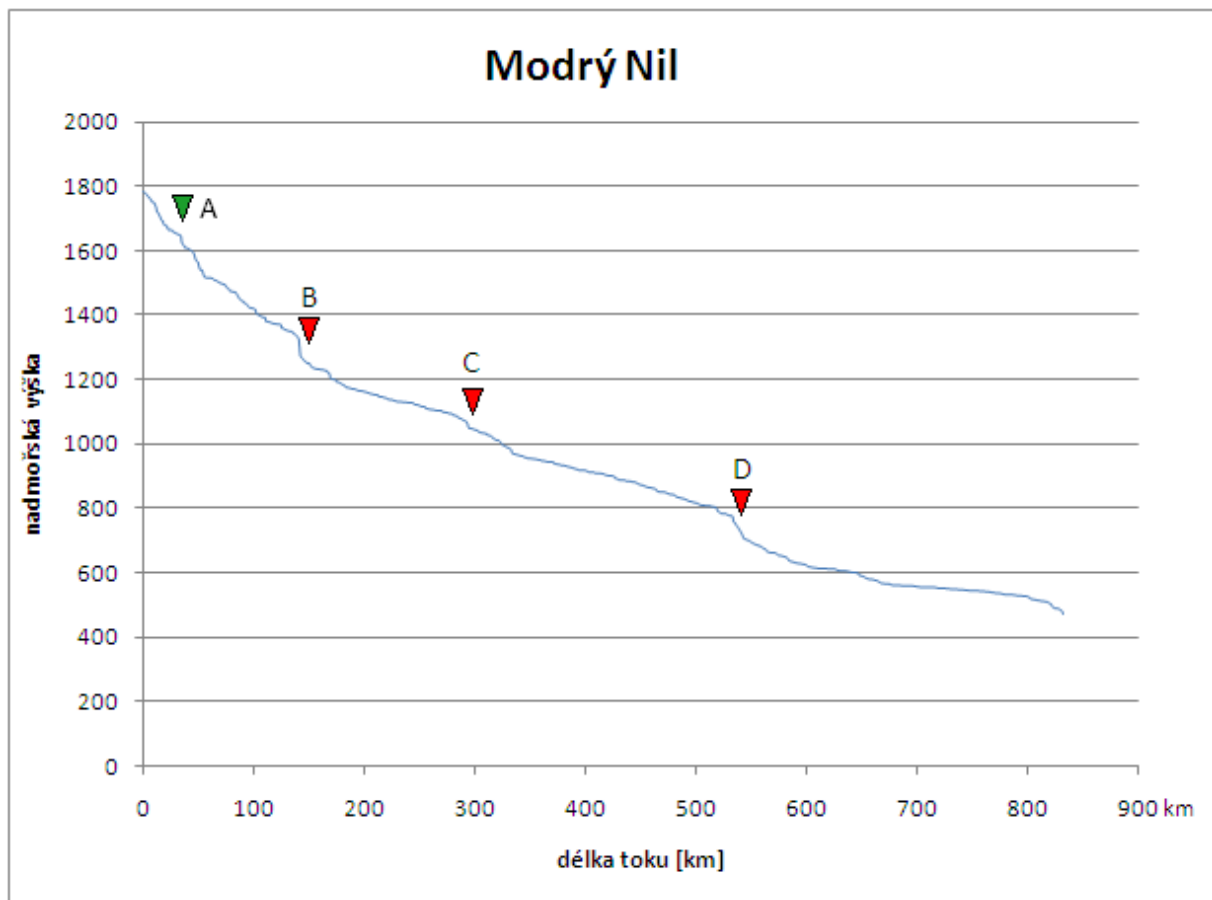
Tab. 3: Počet knickpointů (kp) a identifikovaných subprofilů na jednotlivých tocích

Řeka	Identifikované kp (celkem)	Litologické kp	Kp vázané na lokální výzdvih	Kp vázané na výzdvih celé oblasti	Subprofily vázané na erozní období
Modrý Nil	4	3	1	0	1
Muger	3	1	1	1	2
Guder	2	0	1	1	2
Jemma	1	0	1	0	1
Birr	3	2	0	1	2

Lokalizace a typologie knickpointů je znázorněna v Příloze č. 3

Na Modrém Nilu byly lokalizovány čtyři knickpointy (Obr. 11). Knickpoint A je situován na kvartérních vulkanitech poblíž jezera Tana (Kazmin 1975a). Touto oblastí také prochází také příčný zlom severojižního průběhu (Příloha 3). Z důvodu polohy na kvartérním lávovém proudu se dá očekávat, že vyznačený zlom bude mladý. Tedy knickpoint A bude vázán na aktivní tektonický výzdvih dílčí kry. Tomu nasvědčuje i množství zlomů kolem tektonicky založeného jezera Tana (Příloha 2, 3). Knickpoint B je situován na třetihorních vulkanitech poblíž sopky Yacandach (Kazmin 1975a). Analýzou snímků aplikace Google Earth a snímků z družice Landsat bylo zjištěno, že tento knickpoint je litologický. Knickpoint C leží na rozhraní Mezozoických pískovců a nespecifikovaných komplexů (Kazmin 1975a), v této oblasti není lokalizován žádný výrazný zlom a ani mocnost knickpointu není výrazná. Můžeme tedy označit tento knickpoint za litologický. Celá oblast kolem knickpointu D je složena z nespecifikovaných komplexů. Oblastí nevede žádný mapovaný zlom (Kazmin 1975a). Srovnáním geologické mapy (Kazmin 1975a) s družicovými snímky byla zjištěna odlišnost v horninovém složení vrstvy nespecifikovaných komplexů v oblasti knickpointu. Tento knickpoint bude tedy litologický. Na Modrém Nilu nebyl identifikován ani jeden knickpoint reprezentující období erozního vývoje oblasti. Díky silné zpětné erozi došlo ke shlazení knickpointů vázaných na tyto fáze zahlubování.

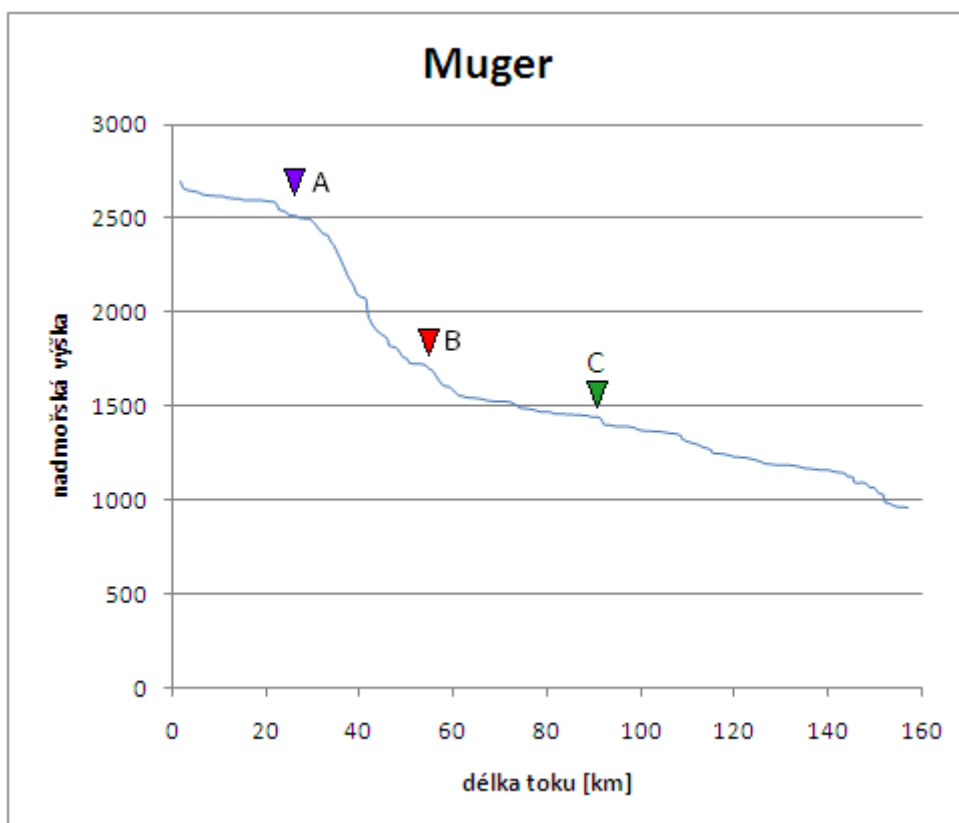
Obr. 11: Podélný říční profil toku Modrý Nil s identifikovanými knickpointy dle založení (fialová-výzdvih celé Etiopské vysočiny, červená-litologicky založený, zelená-výzdvih dílčí kry)



Řeka Muger má na svém toku tři knickpointy (Obr. 12). Oblast kolem knickpointu A je celá situována na vulkanickém podloží. Analýzou družicových snímků byl vyloučen knickpoint situovaný na lávové proudy. Při srovnání s geologickou mapou (Kazmin 1975a) bylo zjištěno, že tímto místem prochází zlom jihovýchodní orientace. Řeka Muger má v tomto místě podobný směr. Umístění knickpointu na zlomovou linii, která má navíc obdobný trend jako řeka urychluje působení zpětné eroze. Knickpoint by se tedy měl v tomto směru posouvat po toku rychleji. Z orientace tohoto zlomu vůči knickpointu lze soudit, že nejde o knickpoint vázaný na aktivní výdvih dílčích ker. Z polohy zlomu můžeme také soudit, že knickpoint je relativně mladý a aktivní. Jde tedy o knickpoint související s aktivním tektonickým výdvihem celé oblasti, který dělí profil na dva dílčí subprofily, které odpovídají fázím erozního vývoje oblasti. V tomto případě se dá předpokládat, že jde o 3. fázi (kap. 3.2.4). Knickpoint B je situován přesně na rozhraní pískovcových vrstev a vrstev vápence. Zde tedy dochází ke změně odolnosti podloží a řeka se se stejným množstvím energie dokáže zaříznout hloub a

vytvořit tak litologický knickpoint. Při srovnání s geologickou mapou (např. Kazmin 1975a) můžeme potvrdit, že tento knickpoint není vázán na tektoniku. Tedy nereprezentuje další fázi erozního vývoje oblasti. Knickpoint C je situován na rozhraní vápenců a břidlic pocházejících z Jury. Muger v této oblasti teče směrem na severozápad. Tok je v těchto místech protnut příčným zlomem jihozápadního průběhu. Mohlo by se jednat o litologický knickpoint, ale rozdílnost v odolnosti hornin není příliš výrazná, bude se tedy jednat spíše o aktivní výzdvih menší kry. Na tomto toku nalezneme tedy dva celkovým výzdvihem vytvořené subprofily, odpovídající dvěma fázím erozního vývoje oblasti.

Obr. 12: Podélný říční profil toku Muger s identifikovanými knickpointy dle založení (fialová-výzdvih celé Etiopské vysočiny, červená-litologicky založený, zelená-výzdvih dílčí kry)



Na toku řeky Guder jsme lokalizovali dva knickpointy. Knickpoint A je lokalizován na horním toku a jedná se o knickpoint situovaný na pomezí třetihorních vulkanitů a mezozoických sedimentů. Jedná se tedy o velký rozdíl mezi odolnostmi těchto vrstev. Touto oblastí také prochází výrazný zlom, známý jako čtvrtohorní Ambo lineament (Abebe et al. 1998, Gani et al. 2009). Můžeme tedy odhadnout, že se spíše než o litologický knickpoint bude jednat o knickpoint vázaný na tektonický výzdvih menší kry. Knickpoint B je výraznější, leží na

homogenním geologickém podloží, dá se tedy očekávat, že bude spojen s aktivním výzdvihem celé Etiopské vysočiny a tedy, že reprezentuje období erozního vývoje.

Obr. 13: Podélný říční profil toku Guder s identifikovanými knickpointy dle založení (fialová-výzdvih celé Etiopské vysočiny, červená-litologicky založený, zelená-výzdvih dílčí kry)

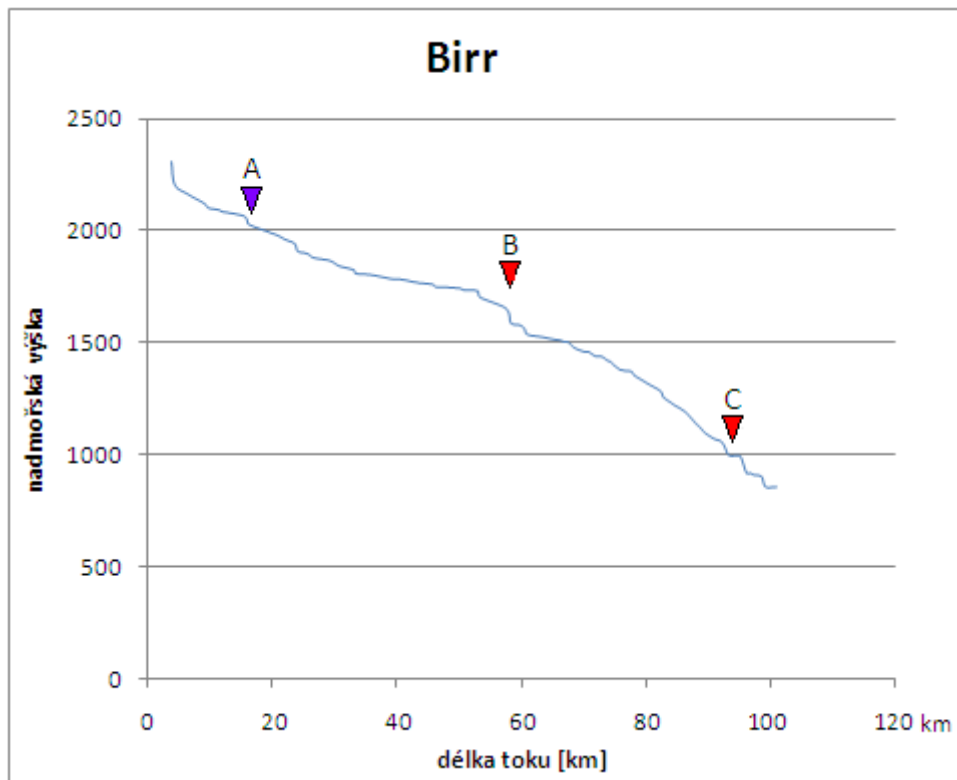


Řeka Jemma má v korytě jeden výrazný knickpoint (>50 m). Tento knickpoint je situován na třetihorních vulkanitech (Kazmin 1975a). Analýzou družicových snímků nebyla potvrzena přítomnost lávového proudu. Nejedná se tedy o žádné litologické rozhraní. V okolí tohoto knickpointu se nachází série příčných zlomů severoseverozápadní orientace (Obr. 16). Tento zlom se výrazně podílí na uspořádání říční sítě, která defakto paralelně kopíruje jeho průběh. Knickpoint je výškově významný a z jeho polohy poblíž riftu (neotektonicky aktivní oblast) lze soudit, že byl vytvořen vlivem aktivního výzdvihu malých ker v této oblasti.

Řeka Birr má také jeden knickpoint vázaný na tektonický výzdvih celé oblasti, který reprezentuje dvě fáze erozního vývoje (Obr. 14). Na horním toku nalezneme knickpoint situovaný na třetihorních vulkanitech. Mohlo by se tedy jednat o rozhraní lávových proudů. Touto oblastí prochází výrazné zlomy kolmé na tok (Kazmin 1975a). Tento knickpoint se

nachází v těsné blízkosti sopky Choke jež vznikla před 22 miliony let (Kieffer et al. 2004). Analýzou družicových snímků bylo zjištěno, že zlomy neprotínají lávové proudy. Můžeme tedy s jistotou tvrdit, že se jedná o knickpoint vázaný na aktivní výzdvih celé Etiopské vysočiny. Knickpoint B je situován na výrazném třetihorním lávovém proudu, který zasahuje do kvartérních vulkanitů (Kazmin 1975a). Knickpoint C je situován na kvartérním lávovém proudu zasahujícím do oblasti nespécifikovaných komplexů (Kazmin 1975a). Oba tyto knickpointy jsou tedy litologické.

Obr. 14: Podélný říční profil toku Birr s identifikovanými knickpointy dle založení (fialová-výzdvih celé Etiopské vysočiny, červená-litologicky založený, zelená-výzdvih dílčí kry)



U toků Muger, Guder a Birr jsme identifikovali dvě období erozního vývoje oblasti. Na základě datování v oblasti (Kieffer et al. 2004, Coulie et al. 2003, Wolfenden et al. 2004) bylo zjištěno, že u všech tří toků se pravděpodobně jedná o fázi 1 a 3. To se dalo předpokládat i z délky trvání fáze 2, která byla výrazně nejdelší. Knickpoint vydělující fázi 2 byl vlivem silné zpětné eroze odstraněn knickpointem novějším, reprezentujícím fázi 3. U Modrého Nilu nebyl identifikován ani jeden takovýto knickpoint, to je způsobeno intenzivnější zpětnou erozí na hlavním toku (Gani et al. 2007). Na řece Jemmě také nebyl žádný takový lokalizován,

tady je to ale způsobeno zrychlenou zpětnou erozí vlivem malé vzdálenosti od riftu (Příloha č. 3).

Důležitým poznatkem je také plošné rozmístění knickpointů. Zejména jejich umístění na toku. Tato plošná diferenciacie je patrná v Příloze č. 3. Jak již bylo řečeno na hlavním toku (Modrý Nil) by měla být rychlost zpětné eroze větší a knickpointy by tedy měly měnit svoji polohu rychleji. Změna rychlosti v posunu knickpointů vlivem riftu je identifikovatelná na přítocích. Na toku Birr je knickpoint vázaný na výzdvih celé oblasti lokalizován po 80 kilometrech. U řeky Guder se tento knickpoint nachází až po více než 80 kilometrech, na Mugeru po 130 kilometrech a na Jemmě dokonce až po 170 kilometrech. Toky byly cíleně seřazeny podle rostoucí vzdálenosti od riftu. Tedy můžeme s jistotou říci, že s narůstající vzdáleností od riftu se výrazně oslabuje síla zpětné eroze. Tedy prokazatelně se s rostoucí vzdáleností od riftu snižuje rychlost migrace knickpointů po toku. Což je možným vysvětlením pro existenci pouze jednoho knickpointu na tocích Guderu, Mugeru a Birru a naopak proč na toku Jemma, který je od riftu nejbližší nemůžeme lokalizovat knickpoint ani jeden. Rychlost migrace knickpointů samozřejmě není ovlivněna pouze vzdáleností od riftu. Jako další trend můžeme označit lokalizaci knickpointů na horním toku jednotlivých řek. Tyto úseky toku jsou charakterizovány větší erozní schopností a tedy i dynamikou tvarů. To svědčí o relativní mladosti těchto knickpointů. Třetím poznatkem je zrychlená migrace knickpointů vlivem pasivní tektoniky. Toto zjištění je identifikovatelné na jednotlivých tocích, které byly profilovány. Jestliže tok respektuje uspořádání zlomů, tedy jestliže koryto toku kopíruje zlomovou linii, pak knickpoint, který vznikne v tomto korytě, se bude v rámci zlomu pohybovat mnohem rychleji. Posledním, nepříliš významným činitelem je geomorfologická odolnost podloží. Jakmile se tok nachází na Mezozoických sedimentech (pískovce, vápence), které jsou málo odolné, pak rychlost pohybu knickpointu po toku je logicky umocněna. Naopak pokud je koryto situováno na odolných vulkanitech, pak bude rychlost tohoto pohybu nižší. Výsledky analýzy téměř souhlasí s výsledky Ganiho et al. 2007. Liší se u toku Birr, kde Gani identifikoval 2 knickpointy vázané na výzdvih celé oblasti. Výsledky se liší, protože Gani zřejmě omylem označil jako tok Birr tok jiný. Správné označení toku bylo kontrolováno v geologických a dalších mapách. Tvorbou podélného profilu toku, který Gani považoval za Birr, byla potvrzena 2. fáze erozního vývoje oblasti.

5.4 Analýza příčných profilů

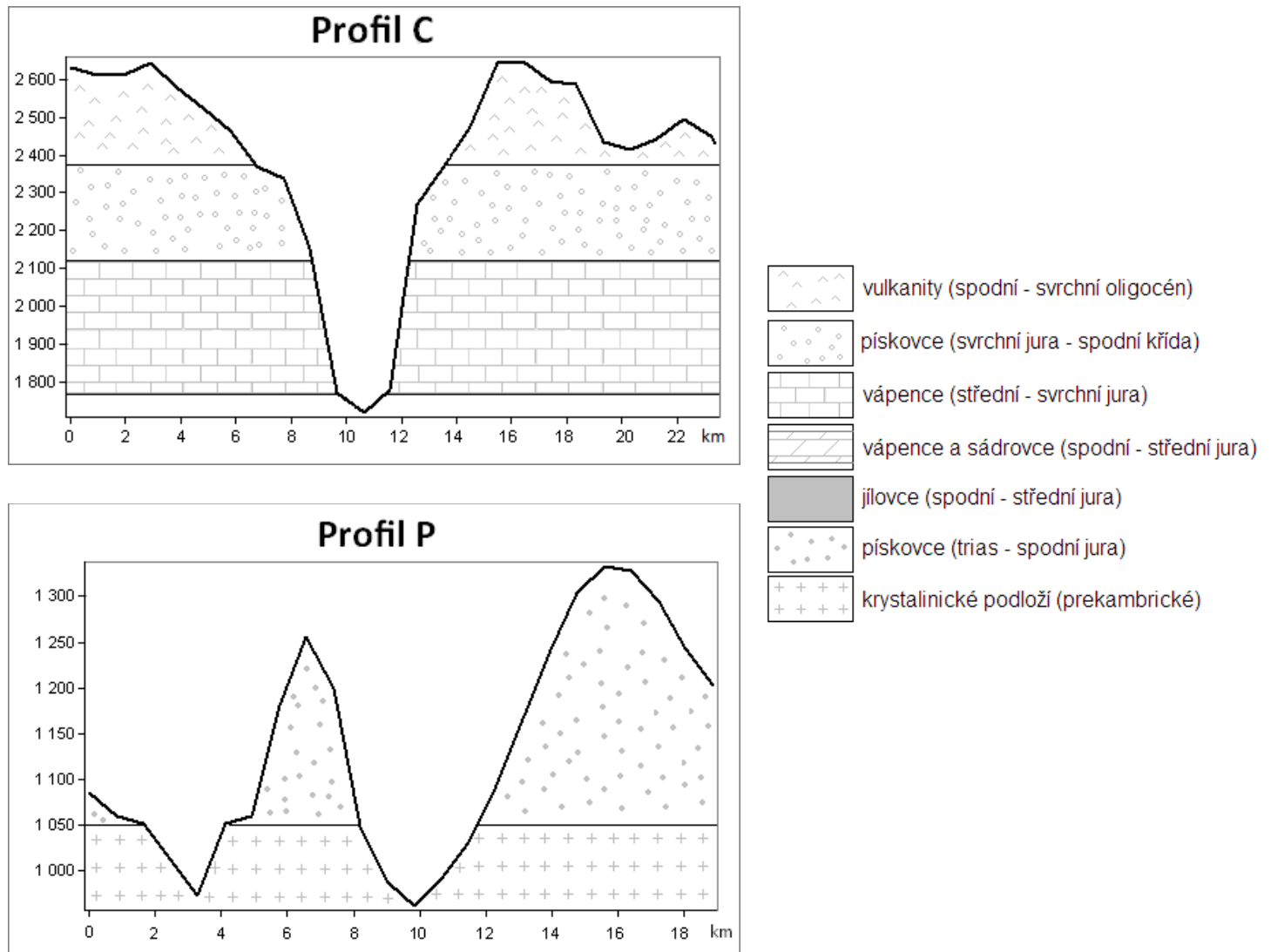
Analýza příčných profilů říčními údolími je užitečným nástrojem pro zachycení morfostruturních charakteristik území. Jejich využití je velice široké. Vilímek (1998) se zabýval vztahem spádových poměrů k charakteru příčného profilu. Dále může jít např. o výzkumy mocnosti sedimentů, vztahy mezi podložím a morfologií koryta a další (Hartvich 2006). „Nejjednodušším způsobem analýzy příčných profilů je zhodnocení jejich základních geometrických vlastností, tj. sklony svahů v profilu, jejich konkávnost nebo konvexnost, výskyt rovin, stupňů, apod“ (Hartvich 2006, str. 140).

Celkem bylo vytvořeno 27 příčných profilů na dvou tocích. 12 na Birru a 15 na Mugeru. Pro interpretaci byly vybrány profily na řece Muger, jelikož jsou reprezentativnější pro danou oblast. Profily na řece Birr nebyly použity také z kapacitních možností této práce. Některé jsou pro srovnání umístěny do příloh jako Příloha č. 7. S ohledem na přesnost vstupních dat, délky toků, kapacitu a účely práce byly profily tvořeny zhruba po 10-20 kilometrech toku. Průměrná délka profilu se pohybuje kolem 20 km. Pro přesnější analýzy by samozřejmě bylo třeba rozložit na tok mnohem více příčných profilů. Pro potřeby této práce je však toto rozložení dostačující. Pro podrobnější interpretaci byly vybrány profily C a P. Profil P je umístěn na soutok s Modrým Nilem, profil C 43 kilometrů od pramene (Obr. 15).

U profilu C je zřetelné hluboce zaříznuté koryto. To souvisí jednak z jeho vzdáleností od pramene a jednak s geologickou stavbou v oblasti. Profil C je situován na horním toku řeky Muger. Řeka v tomto místě má velký spád. Tok prořezává Oligocénní vulkanické horniny na povrchu a dostává se k méně odolným horninám uloženým níže. V korytě na horním toku převládá eroze nad sedimentací. Je to způsobeno vysokou erozní schopností toku v důsledku velkého spádu. S tímto množstvím energie se řeka může snadno zahloubit do méně odolných vrstev Křídových pískovců a Jurových vápenců deponovaných níže. Říční údolí začíná v 2600 m a je zahloubeno téměř až do 1700 m. Tedy celkové zahloubení je 900 m. Tento příčný profil je typickou ukázkou říčního údolí v této oblasti. Dále v profilu můžeme identifikovat výrazné změny ve sklonu svahů v profilu. To samozřejmě souvisí s rozdílnou geomorfologickou odolností hornin. Ve vrchní části je údolí širší než hlouběji. Tady nejde o nižší odolnost vulkanitů, ale o to, že povrchové horniny jsou vystaveny mnohem intenzivnějším exogenním silám. Dále údolí přechází do pískovců pocházejících z Jury, údolí se v této části zužuje a sklon svahů klesá. Níže jsou uloženy vrstvy vápenců, které pocházejí

z mořské transgrese, sklon zde nadále klesá. Až řeka přechází do vrstvy tvořené vápencem a sádrovcem, kde se sklon výrazně snižuje.

Obr. 15: Vybrané příčné profily na řece Muger



Profil P je naopak umístěn do soutoku řeky Muger s Modrým Nilem. Je tedy situován na dolním toku řeky. Celý profil se pohybuje nedaleko údolí Modrého Nilu. To je tvořena především nižšími pískovci pocházejícími z říční sedimentace ze začátku Jury. V řece na dolním toku dochází ke ztrátě rychlosti proudění toku. Je to způsobeno především nižším spádem toku v této oblasti. Řeka se zahlubuje pískovcem až do níže uloženého Prekambrického podloží. To je v této oblasti tvořeno především metamorfovanými rulami, břidlicemi a migmatity. Tyto horniny jsou mnohem odolnější než výše uložené pískovce, proto zahlubování není tak výrazné. Tato změna v odolnosti jednotlivých geologických

vrstvách je pozorovatelná i na změně sklonu svahů v profilu. Řeka se snáze zahlubuje v méně odolnějších horninách, tedy si v nich dokáže vytvořit daleko širší údolí. Kdežto v odolném podloží již stanovené množství energie stačí pouze na zařezávání do hloubky.

Další příčné profily Mugeru jsou umístěny jako Příloha č. 5

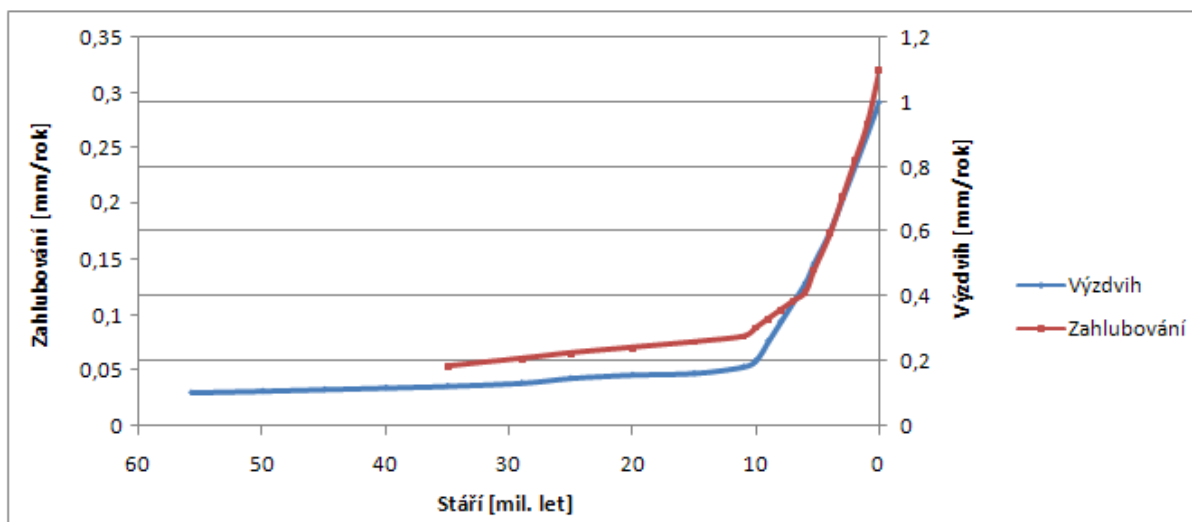
Výškové poměry příčných profilů jsou označeny jako Příloha č. 6

5.5 Závislost tektonického výzdvihu a zahlubování

Tato závislost by měla existovat, pokud platí předpoklad tektonicky řízených změn v rychlosti zahlubování. Tedy s narůstající rychlostí tektonického výzdvihu by měla narůstat také rychlost zahlubování. Tento předpoklad by měl platit v neotektonicky aktivních oblastech. Jako vstupní data byly použity výsledky termochronometrie (Gani et al. 2007) pro stanovení dlouhodobých měr zářezu (červená linie) a rychlosti výzdvihu oblasti (Faure 1973, McDougall et al. 1975, Sengor 2001, Mohr 1967), modrá linie. Hodnoty netvořily souvislou řadu, zbývající hodnoty byly doplněny lineární interpolací. Obě tyto proměnné byly umístěny na svislé osy. Na vodorovnou osu byly umístěny časové údaje, od konce Paleogénu po současnost. Pro lepší vizuální srovnání byla zvolena i vedlejší svislá osa. Již při prvním pohledu můžeme identifikovat podobný trend u obou linií. Určitá míra závislosti tedy mezi proměnnými bude. Pro zjištění těsnosti této závislosti byl určen Pearsonův korelační koeficient.

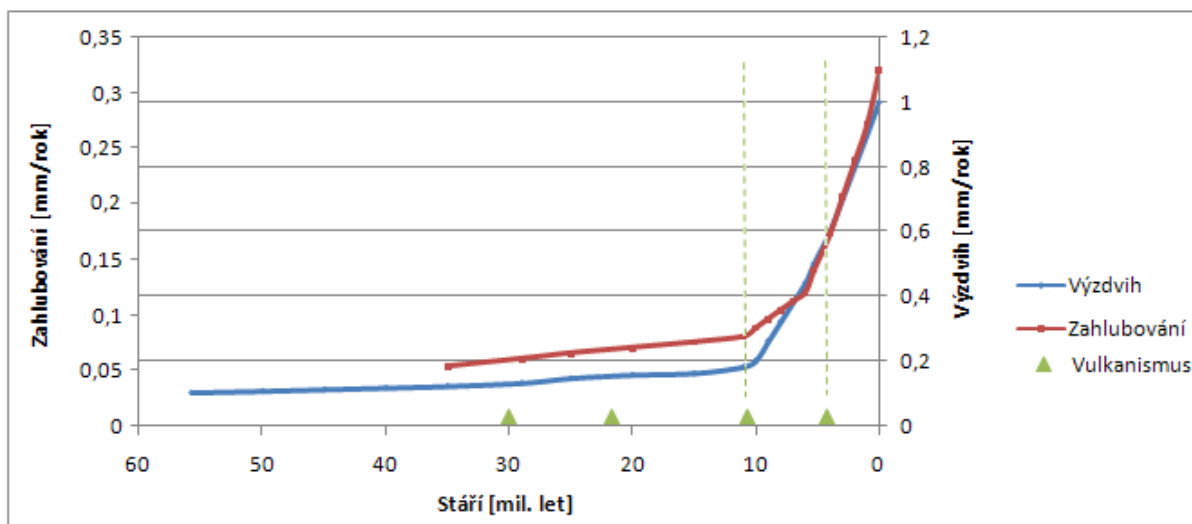
$$r = 0,989052$$

Jeho hodnota činí 0,989. Tato hodnota přesahuje stanovenou kritickou hodnotu na zvoleném intervalu spolehlivosti, pro $\alpha=0,01$. Výsledek značí velice těsnou míru závislosti. Můžeme tedy s jistotou tvrdit, že rychlost zahlubování je závislá na rychlosti tektonického výzdvihu.



Graf č. 2: Vývoj rychlosti zahlubování a rychlosti tektonického výzdvihu v Etiopské vysočině

Jestliže jsme prokázali závislost mezi rychlostí tektonického výzdvihu a rychlostí zahlubování a jelikož existuje závislost mezi tektonickým výzdvihem a epizodami vulkanické činnosti, pak musí existovat také závislost mezi epizodami intenzivní vulkanické činnosti a rychlostí zahlubování. Jestliže se budeme držet standardního časového vymezení vulkanismu (Kieffer et al. 2004, Beccaluva et al. 2009), tak můžeme identifikovat období silné vulkanické aktivity před více než 30 miliony let, poté následovalo období relativního vulkanického klidu, až do doby před 10,7 miliony let, kdy došlo ke vzniku např. Mt. Guna (Kieffer et al. 2004). Další vulkanická aktivita se objevuje mezi 10,6 a 8,4 miliony let a třetí vulkanická epizoda před přibližně 4 miliony let. Viz graf č. 3. V grafu můžeme identifikovat souvislost mezi změnou rychlosti zahlubování v období vulkanické činnosti. To samozřejmě také podporuje teorii rychlého zahlubování vlivem tektonicky řízeného výzdvihu.

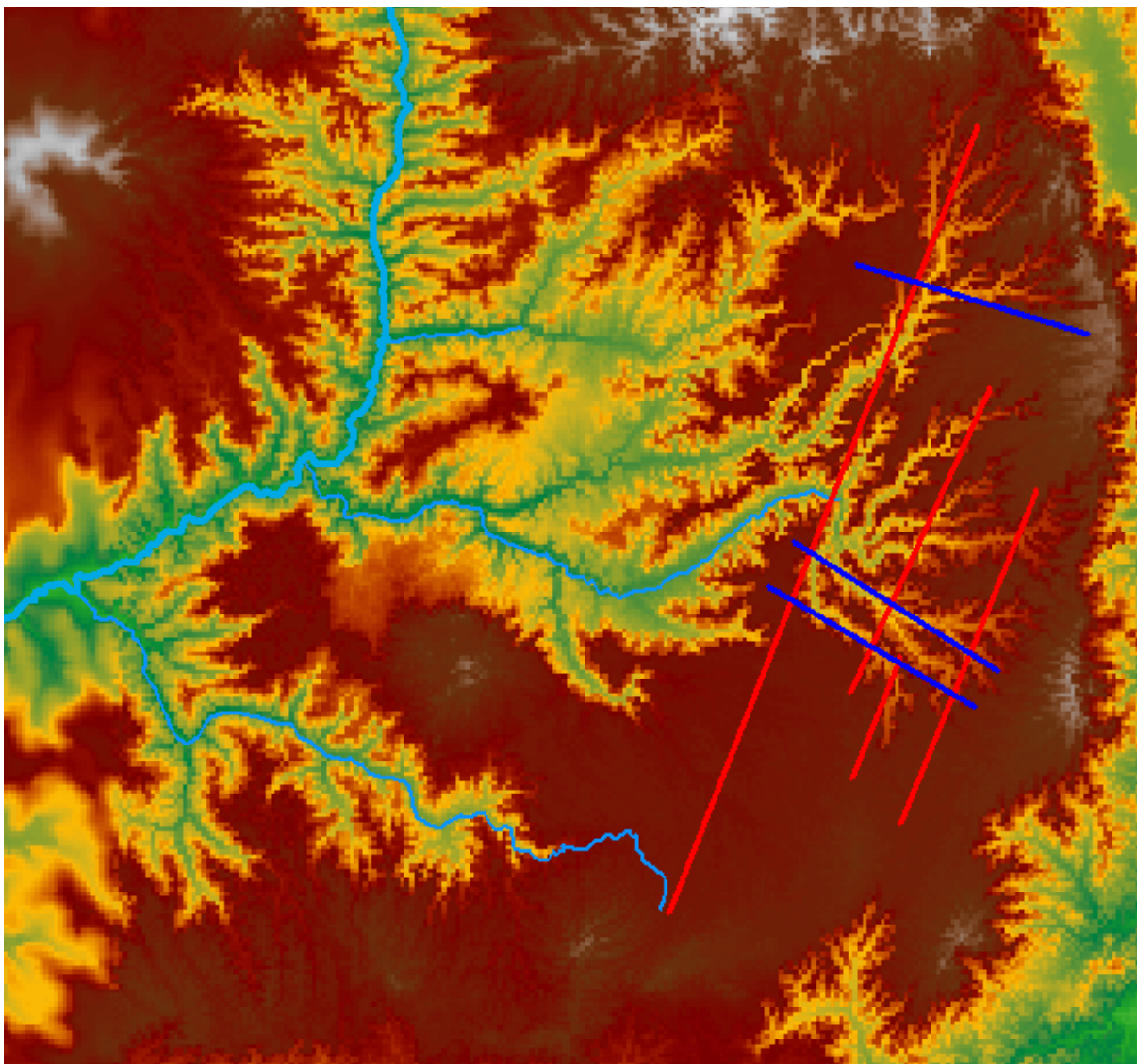


Graf č. 3: Vývoj rychlosti zahlubování a rychlosti tektonického výzdvihu v Etiopské vysočině s vyznačenými vulkanickými epizodami

5.6 Typy říční sítě

Soustava říčních údolí vytváří říční síť. Hustota říční sítě určuje intenzitu erozního rozčlenění krajiny (Grygar, Jelínek 2010, Demek 1988). Hustota říční sítě Modrého Nilu je 1,7 km/km². V této oblasti bylo dle Strahlerovi klasifikace (Strahler, Strahler 2000) zjištěno šest úrovní toků. „Typ údolní sítě je důležitým ukazatelem fyzickogeografických podmínek v krajině,“ Demek 1988, str. 241). Klíčovým faktorem pro uspořádání sítě byla stanovena vzdálenost od riftu. S rostoucí vzdáleností slábne tektonická aktivita a mění se tedy i struktura krajiny. Na východě převažují vysoce položené plošiny, s postupem na západ přibývá vulkanická aktivita, která na západním okraji oblasti ustává. Mění se tedy razantně i výškové poměry, na východě jsou to vysoké nadmořské výšky na plošinách, dále na východ přechází ve vrcholy vulkánů a dál na západě výška klesá. S rostoucí vzdáleností od riftu se snižuje především množství zlomů, které jsou pro uspořádání říční sítě určující (Příloha č. 3). Převažující orientace lineamentů je severovýchod-jihozápad a na ně kolmé zlomy orientace severozápad-jihovýchod (Weissel et al. 1995). Toky samozřejmě často kopírují tyto liniové prvky nebo se jim během svého vývoje přizpůsobují (viz Obr. 16).

Obr. 16: Vliv lineamentů na uspořádání říční sítě řeky Jemmy

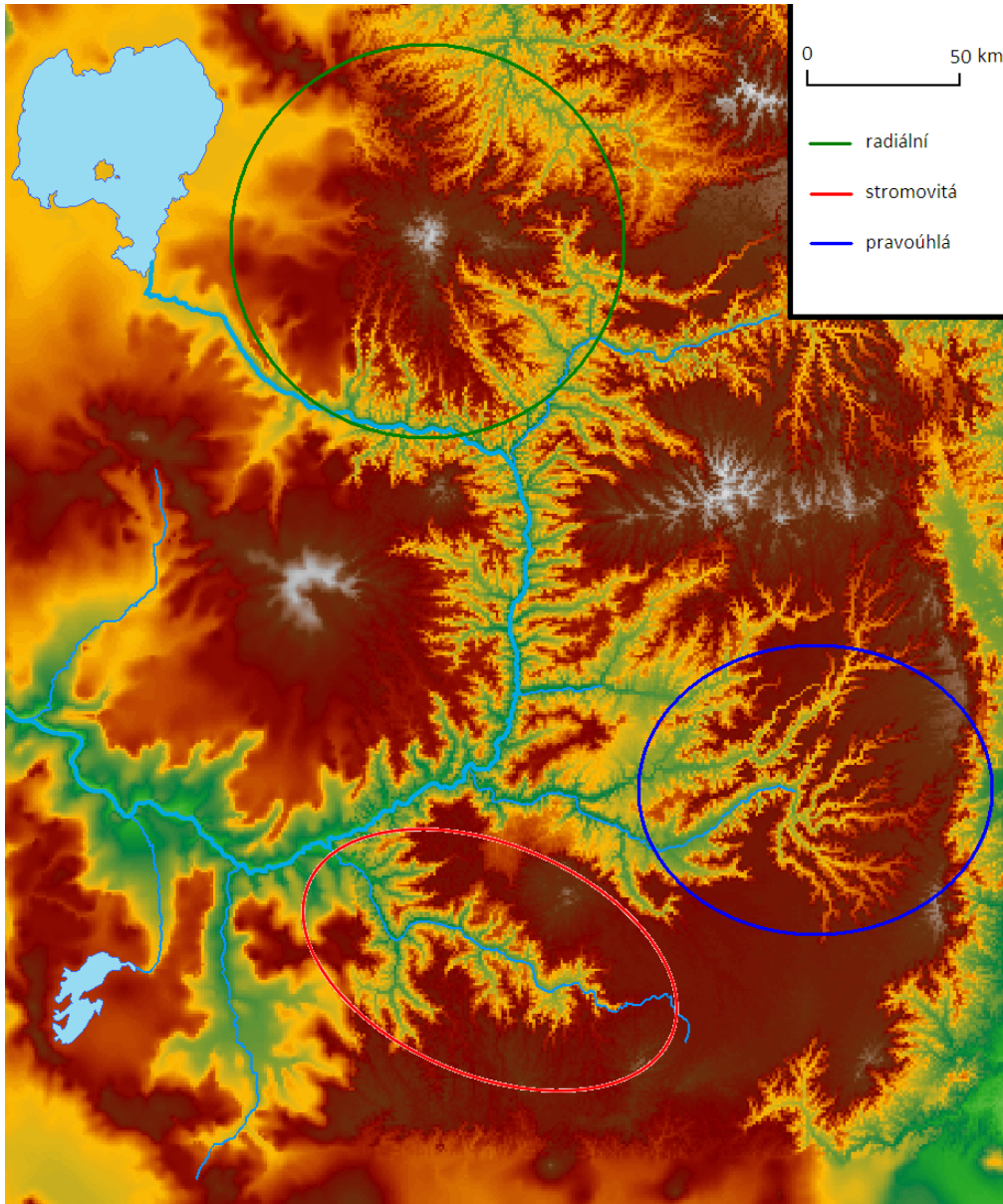


Typ říční sítě se mění také s podložím. V mladších pískovcích (Jura-Křída) je převládající uspořádání pravouhlé a zahloubení dosahuje až 1245 m, ve starších pískovcích (Trias Jura) je zahloubení až 1570 m a uspořádání se postupně mění na stromovité. V Neoproterozoických horninách je zahloubení až 1600 m a převládající uspořádání stromovité (Gani, Abdelsalam 2006).

V této oblasti se typ údolní sítě mění také s úrovní toku. Toky nejnižších úrovní (1. a 2.) jsou rozmístěny po celé oblasti a jedná se především o toky efemérní (občasné). Jejich různorodost je velká a nelze stanovit převládající typ. Toky 3. a 4. úrovně jsou stromovitého uspořádání. S postupem k nejvyšším úrovním se uspořádání toků stává méně stromovité.

Převládající uspořádání říční sítě v oblasti je stromovité a radiální (Gani, Abdelsalam 2006). Radiální uspořádání je lokalizováno do středu oblasti, kde je intenzivní vulkanická činnost. Místně se lišící typy sítě můžeme identifikovat především na východě oblasti, jedná se o pravoúhlé uspořádání (Viz Obr. 17). To je způsobeno prudkými svahy a množstvím zlomů v této oblasti (Příloha č. 3).

Obr. 17 Ukázka typů říční sítě



6. Model vývoje oblasti

Etiopská vysočina je oblastí s velice pestrým geologickým vývojem. Právě na geologický vývoj jsou vázány také změny v povodí řek. Oblast se rozkládá na pomezí tří litosférických desek (Beyene, Abdelsalam 2005). Její území ohraničuje na východě Etiopský riftový systém, který leží hned vedle trojúhelníkové Afarské deprese. Etiopská vysočina je charakteristická vysoce položenými plošinami, které dosahují výšek přes 3000 m. Oblast je poznamenána vulkanickou činností a vysoce vyzdviženými masivy, do nichž jsou hluboce zařezány vodní toky, které často využívají tektonických linií. V centru vysočiny se nachází tektonická deprese, v níž leží jezero Tana, které je hrazeno terciárními a kvartérními lávovými proudy (Hautot et al. 2006).

6.1 *Strukturní vývoj oblasti*

Tato kapitola je interpretací strukturního vývoje povodí Modrého Nilu dle Ganiho et al. (2009). Viz Příloha č. 8.

V první fázi, která probíhala v Paleozoiku, zřejmě došlo k výzdvihu Neoproterozických hornin a na nich ležících Paleozoických vrstev. Usuzujeme to z dlouhého období eroze a denudace, které následovalo. Během tohoto období byla odstraněna většina Paleozoických a Neoproterozických vrstev. Vrchol denudačního období je spojen s tektonickým klidem. Následovalo sílcí napětí v severovýchodně-jihozápadním směru spojené s rozpadem pracontinentu Gondwany. V tomto období vznikla v této oblasti velká část zlomů s orientací severoseverovýchod. Právě tato orientace se často objevuje v Neoproterozoické horninové vnitřní stavbě.

Rozpad Gondwany (Trias-střední Jura) způsobil aktivitu v oblasti riftu, což se projevilo silným rozpínáním ve směru severovýchod-jihozápad. Tato divergence měla za následek vznik sérií zlomů severozápadního směru na okraji riftu. Právě tyto zlomy jsou prvopočátkem budování říční sítě Modrého Nilu. V tomto období docházelo také k intenzivnímu ukládání pískovců v této oblasti. Jejich výskyt je výsledkem fluvialní činnosti toku, který tek l jihovýchodním směrem (zjištěno analýzou paleotoků; Gani et al. 2009).

Indický oceán vzniká na začátku Jury, jako důsledek oddělení Indie od Afriky. S jeho postupným rozšiřováním a současným tektonickým poklesem v povodí Modrého Nilu došlo k rozšíření oceánu přes mělké zálivy severozápadním směrem dál do kontinentu. Při zaplavování pevniny se v oblasti ukládaly písčité jílovce. Voda samozřejmě zaplavila i oblasti nedávno vytvořených zlomů severozápadního směru na okraji riftu a postupně je prohlubovala. Zahlubování neprobíhalo jen v těchto zlomech, ale také ve zlomech na ně kolmých (směr severovýchod-jihozápad). Říční údolí se dále prohlubovalo také stálým rozpínáním v oblasti riftu, což zapříčinilo ukládání vrstev vápence ve střední části Jury. V této době docházelo v povodí Modrého Nilu k intenzivní evaporaci, která se střídala se záplavami. Dokladem těchto změn je střídavé ukládání vysráženého sádrovce a vápence. Následovalo období druhé mořské transgrese koncem Jury, kdy se uložily 400 m mocné vrstvy vápence. Finální ústup mořské hladiny koncem Jury a začátkem Křídy znamenal změnu prostředí. Další rozšiřování v oblasti riftu způsobilo uložení více než 250 m mocné vrstvy pískovců.

Přechodem do Paleogénu začíná období vulkanické činnosti. Během Oligocénu Afarský plášťový chochlec dosáhl úrovně litosférických desek, což způsobilo výzdvih oblasti (Sengor 2001, Beccaluva et al. 2009). Na základě tektono-chronostratigrafických výzkumů bylo určeno, že Afarský dóm se začal vyzdvihávat v polovině Eocénu a začátkem Oligocénu měl již výšku 1,2 km. Toto časové zařazení potvrzuje např. Bosellini et al. (1987) stratigrafickými výzkumy na základě korálu *Lepidocyclina*. Tato událost byla následována výlevem 500-2000 m mocných souvrství vulkanických hornin, která překryla většinu druhohorních sedimentů v této oblasti. Dále došlo ke změně režimu napětí v této oblasti. Původně majoritní vliv rozpadu Gondwany, projevující se ve směru severovýchod-jihozápad byl nahrazen vlivem rozpínajícího se riftu ve směru severozápad-jihovýchod. Severní část riftu rozdělila oblast na severozápadní a jihovýchodní část (Gani et al. 2007). Wolfenden et al. (2004) na základě Ar/Ar geochronologie datuje toto rozdělení před 11 miliony let. WoldeGabriel et al. (1990) datuje zahájení tvorby západní hranice riftu před přibližně 8,3 miliony let (K/Ar geochronologie). Podle nejnovějších strukturních, geochronologických a petrologických studií upravuje Bonini et al. (2005) časové vymezení začátku tvorby riftu na 5-6 milionů let. Tyto studie podporují myšlenku zahájení tvorby riftu během pozdního Miocénu. Zlomy severovýchodního směru vznikaly převážně v rámci riftu. Tyto zlomy se ale postupně rozšířily i za hranice riftu. Z toho důvodu jsou severovýchodní zlomy vyvinuty v Oligocénních

vulkanických horninách. U druhohorních sedimentů je vše překryto zlomy severozápadního směru.

Po tomto vulkanickém období došlo k výlevu čtvrtohorních vulkánů, které překryly oblast 300 m mocnou vrstvou vulkanických hornin. Diskordance ve svrchní vrstvě vulkanitů se pravděpodobně vztahuje k období silné eroze a výzdvihu oblasti od konce Miocénu po Kvartér. Od Kvartéru až do současnosti dochází v oblasti k rozevírání riftu ve více směrech. Rozpínání ve směru západ-východ je spojené se šikmým otevíráním riftu, což se projevuje rozvojem východně orientovaných příčných zlomů (např. Ambo lineament). Docházelo i k rozevírání riftu v dalších směrech, nejvýznamnější je severovýchod-jihozápad (až severoseverovýchod-jihojihozápad) v jižní části Afaru, který je spojován s oddělením Arabské desky od Africké na severovýchodě a rozšiřováním Rudého moře. Tyto tektonické stresové režimy se projevily odpovídajícími zlomy, které se začaly vzájemně spojovat a překrývat a mají významný podíl na podobě dnešního povodí Modrého Nilu.

6.2 Vlastní model vývoje oblasti

Na základě výsledků analýz nelze vytvářet vlastní modely zachycující celý vývoj oblasti. Pro přesnější data a tedy i model vývoje by bylo třeba terénních prací, rozsah by potom značně převyšoval rámec této práce. Vlastní model vývoje lze tedy tvořit modifikací, srovnáváním a kombinací prací různých autorů. Na základě této syntézy lze vytvořit např. nový systém dělení a vývoje oblasti. Možnosti vlastních analýz jsou samozřejmě omezeny také množstvím a kvalitou vstupních dat. Vlastní model vychází ze srovnání Ganiho strukturního vývoje (Gani et al. 2009) a modelů geologického vývoje oblasti různých autorů (srov. Chernet 1988, Mangesha et al. 1996, Assefa 1979, 1980, 1981, Russo et al. 1994, Wolela 2008).

Základní členění navrhuji na 4 hlavní období:

1. První období denudace
2. období vzniku riftu a sedimentace
3. Druhé období denudace a tektonického klidu
4. období vulkanické aktivity

První období denudace (stáří 828 - 260 milionů let)

Časové vymezení tohoto období je velice široké. Nejstarší horniny v této oblasti jsou dle Ayalewa et al. (1990) datovány na období před 828 \pm 9/-2 miliony let (datováno metodou U-Pb a Rb-Sr geochronologie). V tomto období došlo k rozpadu superkontinentu Rodinie na několik menších kontinentů (jedním z nich je Gondwana), což se v horninové struktuře oblasti nikterak neprojevilo (Powell et al. 1993). Poté následovala etapa relativního klidu, až do srážky Gondwany s Laurusií (Chlupáč et al. 2011). Tato srážka má za následek vznik prakontinentu Pangea. Srážka vyvolala Variské vrásnění, jehož účinkem došlo k výzdvihu oblasti, což posílilo denudační procesy. Došlo tedy k odstranění většiny vrstev pocházejících z Neoproterozoika a Paleozoika.

Období vzniku riftu a sedimentace (stáří 260 -65 milionů let)

Toto období začalo silícím tlakem v prakontinentu Pangea (přelom Perm-Trias), který vedl až k jejímu rozpadu (Strahler, Strahler 2000). Tento tlak se projevilo množstvím zlomů severovýchodní orientace (Gani, Abdelsalam 2006, Weissel et al. 1995, Zewde et al. 1997), které můžeme pozorovat v Neoproterozoické horninové vnitřní stavbě (Gani et al. 2009). V tomto období se uložila přibližně 450 m mocná vrstva pískovců a břidlic v aluviálních kuželích, spojených s fluviální činností, označována jako formace „Karoo“ (Wolela 2003). Dle Wolely (1997) mohlo být v povodí Modrého Nilu až 200 m této vrstvy odstraněno erozní činností. Výskyt formace Karoo je tedy přímý důkaz o tom, že říční síť se začala utvářet již na přelomu Permu a Tirasu (Prvohor a Druhohor). Gani et al. (2009) naproti tomu tvrdí, že se říční síť začala utvářet až v období Trias-střední Jura a spojuje její vznik se vznikem zlomů vyvolaných rozpadem Gondwany. Výskyt sedimentace z formace Karoo je hojně podložen literaturou (srov. Hankel 1994, Kreuser et al. 1990, Wolela 1997, Wolela 2008, Mammo 2010, Mohr 1963, Wolela 2007).

Tlak se během Triasu stupňoval, až vyústil v rozpad Gondwany (Trias-střední Jura). S tímto rozpadem je spojován vznik zlomů severozápadní orientace (Gani, Abdelsalam 2006, Weissel et al. 1995, Zewde et al. 1997). Fluviální činnost samozřejmě způsobila ukládání říčních sedimentů. Uložila se vrstva pískovců o mocnosti průměrně 300 m (Gani et al. 2009), Wolela (2003) upřesňuje, že 200 m mocnou vrstvu nalezneme v Dejen-Gohatsion formaci, 750 m mocnou v okolí řeky Finchy, ale mocnost se může zvětšit až na 850 m.

Po tomto období následovala 1. mořská transgrese (začátek Jury), kdy došlo k vzestupu mořské hladiny a k zaplavení oblasti mořem. Tato transgrese je výsledkem vzniku Indického oceánu, který vznikl při divergenci Afriky a Indie. Divergentní pohyby pokračovaly a tím se oceán zvětšoval. Současně docházelo k tektonickým poklesům v povodí Modrého Nilu. Což vyústilo v neustálé rozšiřování oceánu směrem na pevninu. Nejprve zaplavil mělké zálivy a postupně se hladina dostávala do vnitrozemí. V tomto období došlo k uložení až 50 m mocné vrstvy fluviálních a marinních facií (Wolela 2007), Gani et al. (2009) upřesňuje, že se jedná o písčité jílovce.

Po tomto období docházelo v oblasti ke střídání záplav a období se silným výparem. Při záplavách se ukládaly vrstvy vápence a při silných výparech se vysrážel sádrovec. Mocnost těchto vrstev je dle Wolely (1997) 420 m, dle Ganiho et al. (2009) 450 m.

Následovalo období druhé mořské transgrese koncem Jury, kdy došlo k zaplavení celé východní Afriky (Russo et al. 1994), kdy se uložily 400 m mocné vrstvy vápence (Gani et al. 2009), dle Wolely (2007) je tato vrstva mocná až 720 m. Mořská hladina poté (začátek Křídý) vlivem výzdvihu oblasti začala ustupovat, což se projevilo uložením přibližně 250 m mocné vrstvy pískovců (Wolela 2007, Gani et al. 2009). V některých oblastech můžeme nalézt ještě zhruba 300 m mocnou vrstvu jílovců (Wolela 2007).

Druhé období denudace a tektonického klidu (stáří 65-45 milionů let)

Toto období je relativně krátké, začíná ústupem mořské hladiny koncem Křídý a končí první vulkanickou aktivitou. V tomto období docházelo k zahlubování říčních koryt. Vývoj koryt nebyl rušen žádnou významnou tektonickou aktivitou. Řeky si stabilizovaly svoji říční síť. Jejich zahlubováním došlo k erodování části svrchních vrstev (jílovce, pískovce). Toto období klidu bylo přerušeno tektonickou aktivitou v oblasti riftu, která vyvolala vulkanickou činnost. Všechny doposud uložené vrstvy byly pohřbeny pod vrstvy bazaltů. To nám odepírá možnost využití např. analýzy družicových snímků pro studium těchto vrstev.

Období vulkanické aktivity (stáří 45 milionů let-současnost)

Období vulkanické aktivity je spojováno s tektonickou aktivitou na západě v oblasti Východoafrického riftového systému. Podrobnějším popisem průběhu vulkanismu v této oblasti jsme se zabývali v kap. 3.2.1 a 3.2.2. Většina vulkanické aktivity je spojována

s aktivitou plášťových chocholců, přibližně před 30 miliony let (Hofmann et al. 1997, Coulie et al. 2003, Rochette et al. 1998, Beccaluva et al. 2009). V oblasti nalezneme i bazalty starší (45 milionů let) i mladší (10-30 milionů let), pocházející např. ze štítových sopek Choke, Guguftu, Guna (Coulie et al. 2003, Kieffer et al. 2004). Časové vymezení vulkanismu je velice široké. Většina autorů se soustřeďuje pouze na hlavní objem vulkanické činnosti od 30 milionů let. Byly však zpracovány analýzy vlastností, a to především chemického složení lávových proudů v celé oblasti (Kieffer et al. 2004, Pik 1988, 1989). Na základě těchto analýz byly Kiefferem et al. (2004) rozčleněny na: bazalty sopky Choke, sopky Guguftu, porfyrické trachybazalty, alkalické bazalty a Lima-Limo bazalty. Pikova klasifikace bazaltů (Pik et al. 1998) je na základě chemického složení, a dělí bazalty na 3 skupiny: LT, HT1, HT2 (Low Ti, High Ti1, High Ti2) a bazalty donesené (z Džibutska, Jemenu).

Na základě těchto klasifikací a výsledků datování je možné vymezit přesnější dělení vulkanických epizod v širěji uvažované oblasti takto:

- a) Nejstarší vulkanická aktivita, především na jihu oblasti, stáří 45-35 milionů let (Davidson, Rex 1980, George et al. 1998, Ebinger et al. 1993, Wolela 2003)
- b) Hlavní období vulkanické aktivity, v centru a na západě zájmové oblasti, stáří 31-25 milion let (Hofmann et al. 1997, Coulie 2003, Kieffer et al. 2004)
- c) Období růstu štítových sopek (Guna, Guguftu, Choke) v centru oblasti, stáří 23-8 milionů let (Kieffer et al. 2004, Gani et al. 2007), toto období lze časově rozdělit na dvě vulkanické subepizody
 - 1) stáří 23-18 milionů let, sopky Guguftu, Choke
 - 2) stáří 13-10 milionů let, sopka Guna
- d) Období vulkanické aktivity koncem Miocénu, stáří 6-3 milionů let (Gani et al. 2007)
- e) Kvartérní vulkanická centra, jižně od jezera Tana, kolem města Injibara (Beccaluva et al. 2009, George et al. 1998, Kieffer et al. 2004)

Nad rámec tohoto členění by bylo vhodné zahrnout do modelu vývoje také další dění v Kvartéru, které přímo nesouvisí s vulkanismem. A to např. vliv střídání dob ledových a meziledových a antropogenní činnost. Je třeba si ale uvědomit, že tyto změny probíhaly v jiném, daleko kratším, časovém horizontu a hlavně v úplně jiném plošném měřítku, než tomu bylo u období předchozích. To že nám jsou časově, ale i prostorově relativně blíže nám dává mnohem více možností k přesnějším výzkumům. Avšak právě proto, že jejich následky nedosahují takových rozměrů jako změny ve vymezených obdobích, tak není v možnostech této práce se jimi hlouběji zabývat. Můžeme zde maximálně vyjmenovat hlavní procesy vyvolávané a umocňované antropogenní činností. Co se týče antropogenních zásahů, tak toto téma je v současnosti často diskutované, a to především v souvislosti se silnou degradací půd a erozním ohrožením v oblasti (např. Hurni 1988). „Nejdůležitějšími dnešními geomorfologickými procesy jsou svahová a stružková eroze napříč celou zemí, stržová eroze ve vysočinách a větrná eroze v údolí riftu a periferních nížinách“ (Nyssen et al. 2004, str. 273). Vývojem povodí během kvartéru, s odhlédnutím od antropogenních zásahů, se zabývá např. Nyssen et al. (2004), Woodward et al. (2007). Oblasti, kde v současnosti probíhá silná eroze je např. horní tok řeky Jemmy (Příloha č. 3, 4), nebo horní tok řeky Birr (Příloha č. 3). Obecně lze tedy říct, že se jedná o pás území sousedící na východě s riftem. Bude se jednat především o horní toky řek. Touto oblastí protékají řeky Beshlo, Uolaka, Jemma. Druhým případem budou oblasti kde tok kopíruje zlomovou linii, což urychlí erozi v tomto směru (horní tok řeky Birr).

7. Diskuze a závěr

Na základě vlastních analytických výsledků byly potvrzovány názory odborné literatury na danou tematiku. Šlo tedy částečně o nástin možných metod pro výzkum vývoje říční sítě. Cílem práce bylo vytipovat klíčové faktory ovlivňující vývoj říční sítě v oblasti a ty detailněji popsat. Výsledky vlastních analýz jsou v souladu s názory odborné literatury.

Pro vývoj říční sítě v této oblasti byly určeny jako klíčové tyto 3 faktory: vulkanismus, tektonika, eroze.

Rozložení sopek v oblasti (Mt. Gish, Yacandach, Choke, Guna a Gugufu) odpovídá severojižnímu průběhu Etiopského riftového systému na východě (viz Obr. 3). Lokalizace jednotlivých sopek se svými výškovými poměry významně podílí na dnešním uspořádání říční sítě. Právě tyto sopky se svým výzdvihem zasloužily o přesun koryta Modrého Nilu. Například Gish a Guna pravděpodobně změnila tok Modrého Nilu směrem k jihovýchodu, sopky Yacandach, Choke a Gugufu směrem na jih. Dále byl vytvořen vlastní model vývoje oblasti. Kde bylo na základě analýz vlastností, především chemického složení lávových proudů v celé oblasti a výsledků datování vulkanitů vytvořeno přesnější dělení vulkanických epizod v šířeji uvažované oblasti. Toto dělení prohlubuje nejčastěji používané dělení na dvě epizody (třetihorní a čtvrtohorní) a dává nám tak možnost pro hlubší pochopení prostorových rozdílů mezi vulkanity, např. v zahloubení toku ve vulkanitech napříč oblastí.

Tektonický výzdvih razantně změnil výškové poměry v povodí, což se projevilo opět přesunem koryt a tedy i změnami charakteristik toků. Vliv tektoniky na prostorové uspořádání říční sítě je patrný (Obr. 16). Nejčastější orientací lineamentů je severovýchod-jihozápad a na ně kolmé zlomy orientace severozápad-jihovýchod (viz Příloha č. 3). Průběh většiny toků respektuje tyto liniové prvky. Prostřednictvím analýzy podélných říčních profilů byly identifikovány dílčí subprofily oddělené knickpointy (viz Tab. 3, Obr. 11-14, Příloha č. 3). Identifikované knickpointy jsou jak vulkanického, tak tektonického původu. Vulkanické knickpointy nedosahují takových výšek jako tektonické a nejsou pro další analýzy tak důležité. Pomohou nám například u vymezení rozsahu vulkanismu. Důležité jsou knickpointy vázané na výzdvih celé Etiopské vysočiny. Tyto knickpointy vznikaly v období tektonické aktivity a oddělují nám jednotlivé fáze zahlubování, které v oblasti probíhaly (Graf č. 1). Na tocích byl identifikován různý počet těchto knickpointů (Tab. 3). To souvisí s procesem migrace knickpointů po toku (ve směru proti proudu), prostřednictvím něhož může dojít až k odstranění dříve vzniklých knickpointů nebo dokonce i úplného odstranění nově vzniklého knickpointu. Na Modrém Nilu a Jemmě nebyl identifikován ani jeden tektonický knickpoint, řeky Guder, Muger a Birr mají v korytě po jednom tektonickém knickpointu. Tyto knickpointy tedy dělí profil na dva subprofily vázané na dvě období erozního vývoje oblasti. Identifikace těchto knickpointů a subprofilů nám umožňuje pochopení epizodického vývoje v zahlubování říčních koryt. Všechny tyto identifikované knickpointy oddělují 1. a 3. fázi erozního vývoje oblasti. To bylo zjištěno na základě délek trvání jednotlivých fází (Graf. 1) a potvrzeno

pomocí výsledků datování (Kieffer et al. 2004, Coulie et al. 2003, Wolfenden et al. 2004). Důležitým poznatkem je také plošné rozmístění těchto knickpointů. Zejména jejich lokalizace na toku. Tato plošná diference je patrná v Příloze č. 3. Jako hlavní trend můžeme označit lokalizaci knickpointů na horním toku jednotlivých řek. Tyto úseky toku jsou obecně charakterizovány větší erozní schopností a tedy i dynamikou tvarů. To svědčí o relativní mladosti těchto knickpointů. Druhým identifikovaným trendem je lokalizace těchto knickpointů v blízkosti Etiopského riftového systému. Migrace těchto knickpointů je vlivem aktivní tektoniky v této oblasti zřejmě urychlena. Což je možným vysvětlením pro existenci pouze jednoho knickpointu na tocích Guderu, Mugeru a Birru a naopak proč na toku Jemmě, který je od riftu vzdálen nejméně, nemůžeme lokalizovat knickpoint žádný. Tyto závěry a výsledky analýzy víceméně souhlasí s výsledky Ganiho et al. (2007).

Třetím hlavním faktorem je eroze. Především právě silné erozi vděčíme za současnou podobu říčních údolí. Síla eroze částečně vychází z tektonického výzdvihu. Tedy tektonický výzdvih se podílel na dnešním hlubokém zaříznutí říčních koryt. Plošná diference hloubky zahloubení je značná. Největší absolutní zaříznutí můžeme pozorovat v západní části oblasti, kde Modrý Nil opouští plošinu (podobný charakter zaříznutí má i řeka Tekeze). Hloubka zaříznutí toků v této oblasti je ovlivněna především vlastnostmi podloží. V méně odolných vápencích a pískovcích se řeka zařezává hlouběji než v odolných vulkanitech (Obr. 15, Příloha č. 6, 7). Hloubka zaříznutí se postupně snižuje s postupem proti proudu toku a v tomto směru se snižuje také po soutocích Modrého Nilu s jeho přítoky (Guder, Muger, Jemma).

Pomocí GIS a DPZ analýzy bylo zjištěno, že vliv Etiopského riftového systému s postupem na západ slábně. Svahy na východě jsou strmější, jedná se především o dlouhé srázy severojižní orientace spojené s riftem, s postupem k západu se mění horninová skladba a toky se více zařezávají. Co se týče analýzy příčných a podélných profilů, celkem bylo vytvořeno 27 příčných profilů na dvou tocích, 12 na Birru a 15 na Mugeru. Pro interpretaci byly vybrány profily na řece Muger (viz Obr. 15, Příloha č. 5, 6), jelikož jsou reprezentativnější pro danou oblast. Profily na řece Birr nebyly použity také z kapacitních možností této práce. Některé jsou pro srovnání umístěny do příloh jako Příloha č. 7. Interpretace výsledků odpovídá lokalizaci na toku i rozložení geologických vrstev v oblasti. V oblasti jsou zřejmé dva trendy: hlouběji zaříznutá údolí na horním toku, kdy míra zahloubení klesá s postupem níže po toku a trend zahlubování respektující odolnost geologických vrstev. V méně odolných vrstvách

(vápence, pískovce) se tok zahlubuje hlouběji a v odolnějších (bazalty) se zahlubuje méně. Tyto dva trendy stojí v některých oblastech proti sobě. Na horním toku nalezneme vulkanity a řeka je méně zahloubená než níže na toku, kde jsou např. pískovce. Z toho tedy plyne, že významnějším faktorem pro zahloubení toku je geologické podloží, naopak méně významná je lokalizace na toku.

Dále bylo prováděno ověřování závislosti tektonického výzdvihu na zahlubování toků v korytech (viz Graf č. 2.). Výsledný korelační koeficient mezi těmito proměnnými vyšel 0,989, což svědčí o velice silné závislosti mezi proměnnými. Výsledná míra závislosti však reálně nebude takto vysoká. Míry zahlubování totiž nejsou zjišťovány spojitě, ale vychází z bodových měření, která jsou poté interpolována a extrapolována. Pro zjištění přesnější míry závislosti by byly třeba přesněji zjištěné rychlosti zahlubování v jednotlivých časových okamžicích, což by vyžadovalo hustší síť těchto bodů. Tato silná závislost, na kterou nás přivedla analýza podélných říčních profilů (prostřednictvím identifikace a lokalizace knickpointů, vázaných na výzdvih celé Etiopské vysočiny, oddělující dílčí subprofily reprezentující jednotlivé období erozního vývoje oblasti) je hlavním přínosem této práce.

Dále byla do předpokladu zahrnuta provázanost mezi vulkanickými epizodami a změnami v rychlostech zahlubování (viz Graf č. 3). Výsledky se částečně překrývají, ale shoda již není tak výrazná.

Jako oblasti se silnou recentní erozní aktivitou byly určeny: pás území sousedící na východě s riftem. Jedná se především o horní toky řek. Touto oblastí protékají řeky Beshlo, Uolaka, Jemma. Druhým případem budou oblasti, kde tok kopíruje zlomovou linii, což urychlí erozi v tomto směru (Příloha č. 3, 4).

Dnešní podoba povodí Modrého Nilu by nemohla vzniknout bez všech těchto tří faktorů. Absence jakéhokoli z těchto faktorů by znamenala odlišný vývoj oblasti. Díky spolupůsobení těchto tří faktorů dnes můžeme v Etiopské vysočině najít hluboce zříznuté údolí podobné Coloradskému Grand Canyonu.

Převládající uspořádání říční sítě v oblasti je stromovité a radiální. Radiální uspořádání je lokalizováno do středu oblasti, kde je intenzivní vulkanická činnost. Místně se lišící typy sítě

můžeme identifikovat především na východě oblasti, jedná se o pravoúhlé uspořádání (Obr. 17). To je způsobeno prudkými svahy a množstvím zlomů v této oblasti (Příloha č. 3).

Jako možnost pro rozšíření práce či podrobnější výzkumy vidím do budoucna možnost využití snímků z infračerveného spektra, Synthetic Aperture Radar (SAR) a Ground Penetrating Radar (GPR) pro identifikaci pohřbených říčních sítí. Tímto tématem se zabývá např. Blumberg et al. 2004, Neta et al. 1999, Daniels et al. 2003a, 2003b. Tato metoda snímání zatím není tak často používaná a detailně popsána, ale má jistě velký potenciál. Každopádně je to možnost jak zjistit odtokové poměry během kvartéru. Dalším možností je rozšířit práci o analýzu charakteristik říční sítě a detailní morfostrukturní analýzu.

8. Použitá literatura

ANDRYSIAK, P. B., MAIDMENT, D. (2000): Visual Floodplain Modeling with Geographic Information Systems (GIS). MS, University of Texas at Austin, <http://www.crrw.utexas.edu/online.html>

ASSEFA, G., (1979): Clay mineralogy of the Mesozoic sequence in the Upper Abay (Blue Nile) River Valley region. Ethiopian Journal of Science (Sinet) 3, 37–65.

ASSEFA, G., (1980): Stratigraphy and sedimentation of the type Gohatsion Formation (Lias-Malm) Abay River basin, Ethiopia. Ethiopian Journal of Science (Sinet) 3, 87–110.

ASSEFA, G., (1981): Gohatsion Formation: A new Liasmal lithostratigraphic unit from the Abay River basin, Ethiopia. Geoscience Journal 2, 63–88.

ASSEFA, G., (1991): Lithostratigraphy and environment of deposition of the Late Jurassic-Early Cretaceous sequence of the central part of Northwestern Plateau, Ethiopia. Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen 182, 155–284.

AYALEW, T., BELL, K., MOORE, J.M., PARRISH, R.R. (1990): U-Pb and Rb-Sr geochronology of the Western Ethiopian Shield. Geological Society of America Bulletin 102: 1309–1316.

BEAUCHAMP, J., (1977): Paleofloral dating of volcanics on the Ethiopian plateau (Shoa). Bull. Geophys. Obs., Addis Ababa 15, 125–131.

BECCALUVA, L., BIANCHINI, G., NATALI, C., SIENA, F. (2009): Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau, *J. Petrology*, 50(7): 1377 - 1403.

BEYENE, A., ABDELSALAM, M.G., (2005): Tectonics of the Afar Depression: A review and synthesis: *Journal of African Earth Sciences*, v. 41, 41–59

BIČÍK, I. ET AL. (2000): Školní atlas dnešního světa. Terra, Praha 2000, 1. vydání, 171 str.

BIRHANU, Y. (2010): Geomorphological Mapping in the Upstreams of Muger River, Using Geospatial Tools, Master thesis, Addis Abeba, 55 str.

BLUMBERG, D.G., NETA, T., MARGALIT, N., LAZAR, M., FREILIKHER, V., (2004): Mapping exposed and buried drainage systems using remote sensing in the Negev desert, Israel, *Geomorphology* 61 (2004), 239–250

BONINI, M., CORTI, G., INNOCENTI, F., AND MANETTI, P., (2005): Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation: *Tectonics*, v. 24

BOSELLINI, A., RUSSO, A., ARUSH, M. A., CABDULQADIR, M. M. (1987): The Oligo-Miocene of Eil (NE Somalia): a prograding coral-Lepidocyclus system. *Journal of African Sciences* 6, 583-593

BOSWORTH, W. (1992): Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. *Tectonophysics* 209: 115–137.

BUCKLE, C., (1978): Landforms in Africa: An Introduction to Geomorphology. Longman Group, Essex, England, 249 str.

BURKE K., WELLES, G. L. (1989): Trans-African drainage system of the Sahara: Was it the Nile?, *Geology* 17, 743-747

COULIE, E., QUIDELLEUR, X., GILLOT, P.Y., COUTILLOT, V., LEFEVRE, J.C., CHIESSA, S., (2003): Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism:

implication for timing and duration of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 477–492

DANIELS, J., BLUMBERG, D.G., LINETSKY, M., VULFSON, L.D., KOTLYAR, A.L., FREILIKER, V., RONEN, G., (2003a): Microwave remote sensing of physically buried objects; implications for environmental research. *Remote Sensing of Environment* 86, 243– 256

DANIELS, J., BLUMBERG, D.G., VULFSON, L.D., KOTLYAR, A.L., FREILIKER, V., RONEN, G., BEN-ASHER, J., (2003b): Microwave remote sensing of physically buried objects in the Negev desert: implications for sub-surface Martian exploration. *Journal of Geophysical Research* 108 (E4) (art. no. 8033 MAR 12 2003)

DAVIDSON, A., REX, D.C. (1980): Age of volcanism and rifting in Southwestern Ethiopia, *Nature* 283, 657-658

DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. Praha : ČSAV, 1988. 476 str.

DOBROVOLNÝ, P. (1998): *Dálkový průzkum Země. Digitální zpracování obrazu*. 1. vyd. Brno : Masarykova univerzita, 208 str.

EBINGER, C.J. , YEMANE, T., WOLDEGABRIEL, G., ARONSON, J.L., WALTER, R.C., (1993): Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift, *J. Geol. Soc. London* 150, 99-108

EGZIABHER, TEWOLDE BERHAN GEBRE, (1991): Management of mountain environments and genetic erosion in tropical mountain systems: the Ethiopian example, *Mountain Research and Development*, 11(3): 225-230

FAURE, H., BREED, C.S., MCCAULEY, J.F. (1992): Paleodrainages of the eastern Sahara; the Nile problem and its relevance to the Chad Basin, *J. Afr. Earth Sci.* 14, 153-154

GANI, N.D.S., ABDELSALAM, M.G. (2006): Remote sensing analysis of the Gorge of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen-Gohatsion region. *Journal of African Earth Sciences*. 44, 135-150

GANI, N.D.S., ABDELSALAM, M.G., GERA, S. (2009): Stratigraphic and structural evolution of the Blue Nile Basin, Northwestern Ethiopian Plateau, *Geological Journal*. 44, 30-56

GANI, N.D.S., GANI, M.R., ABDELSALAM, M.G. (2007): Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution. 2007. *GSA Today*, 17, 4-11

GARZANTI, E., ANDO, S., VEZZOLI, G., MEGID, A.A.A., EL KAMMAR, A., (2006): Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): Sediment budget and erosion patterns: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, 327–341

GEORGE, R., ROGERS, N., KELLEY, S. (1998): Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plums in one flood basalt province, *Geology* 26, 923-926

GRABHAM, G.W., BLACK, R.P., (1925): Report of the Mission to Lake Tana 1920–21, Government Press, Cairo.

GROVE, C. I., HOOK, S. J., PAYLOR, E.D., II, (1992): Laboratory reflectance spectra of 160 minerals, 0.4 to 2.5 micrometers: Pasadena, California, Jet Propulsion Laboratory Publication 92-20, 395 str.

GRYGAR, R., JELÍNEK, J., 2010 Geomorfologie pro technické obory, 8. přednáška, VŠB Ostrava.

HANKEL, O., (1994): Early Permian to Middle Jurassic rifting and sedimentation in East Africa and Madagascar, *Geologische Rundschau*, Vol. 83, Number 4, 703-710

HARMAR, O.,P., CLIFFORD, N., J.,(2007): Geomorphological explanation of the long profile of the Lower Mississippi River. *Geomorphology* 84, 222–240

HARTVICH, F., (2006): Vymezení Vymezení údolní nivy a hodnocení na základě morfometrických parametrů pomocí GIS. In:Langhammer J. (eds.):Povodně a změny v krajině. MŽP a PŘF UK, Praha, 139-152

HARTVICH, F., JEDLIČKA, J. (2008): Vývoj nástrojů automatického vymezení údolní nivy na základě DMR a jeho aplikace v povodí Opavy. In: Langhammer J (ed.), Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní. PŘF UK, Praha, 46-57

HAUTOT, S., WHALER, K., GEBRU, W., DESISSA, M. (2006): The structure of a Mesozoic basin beneath the Lake Tana area, Ethiopia, revealed by magnetotelluric imaging. *Journal of African Earth Sciences* 44: 331–338

HOFMANN, C., COURTILOT, V., FERAUD, G., ROCHETTE, P., YIRGU, G., KETEFO, E., PIK, R. (1997): Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications of Plume birth and global change. *Nature* 389: 838–841

HUMPHREY, N.F., KONRAD, S.K., (2000): River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology* 28, 43–46

HURNI H., (1988): Degradation and Conservation of the Resources in the Ethiopian Highlands Mountain Research and Development, Vol. 8, No. 2/3, African Mountains and Highlands, 123-130

CHOROWICZ, J., COLLET, B., BONAVIA, F. F., KORME, T., (1998): The Tana Basin, Ethiopia: intra-plateau uplift, rifting and subsidence, *Tectonophysics*, 295, 351-398

CHLUPÁČ, I. ET AL. 2011: *Geologická minulost České republiky*, Praha Academia 2011, 436 str.

JANSMA, P., HAROLD, E., LANG, R. (1996): Applications of spectral stratigraphy to Upper Cretaceous and Tertiary rocks in southern Mexico: Tertiary graben control on volcanism, *Photogram. Eng. Rem. Sen.*, 62, 1371-1378

KAZMIN, V. (1975a): *Geological Map of Ethiopia*. Geological Survey of Ethiopia: Addis Ababa, Ethiopia

KAZMIN, V., (summarized by A.J. Warden), (1975b): Explanation of the geologic map of Ethiopia. *Geol. Survey of Ethiopia, Bull. no. 1*, 14 str.

KIEFFER, B., ARNDT, N., LAPIERRE, H., BASTIEN, F., BOSCH, D., PECHER, A., YIRGU, G., AYALEW, D., WEIS, D., JERRAM, D.A., KELLER, F., MEUGNIOT, C., (2004): Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell: *Journal of Petrology*, v. 45, 793–834

KIM, U.; KALUARACHCHI, J. J.; SMAKHTIN, V. U. (2008): Climate change impacts on hydrology and water resources of the Upper Blue Nile River Basin, Ethiopia. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute. (IWMI Research Report 126), 27 str.

KLIMENT, Z. (2002): Africká příroda, specifické rysy a současné proměny. Geografické rozhledy, 11 (5), 114-117

KREUSER, T., WOPFNER, H., KAAYA, C.Z., MARKWORT, S., SEMKIWA, P.M., ASLANDIDIS, P. (1990): Depositional evolution of Permo-Triassic Karoo basins in Tanzania with reference to their economic potential. J. Afr. Earth Sci. 10:151-167

LAHITTE, P., GILLOT, P.Y., COURTILLOT, V., (2003): Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case, Earth Planet. Sci. Lett., 207, 103–116

LIPPL, J. Hydrologické modelování v GIS. Č. Bud., (2009): Diplomová práce (Ing.). JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH. Zemědělská fakulta, 84 str.

MAMMO, T., (2010): Delineation of sub-basalt sedimentary basins in hydrocarbon exploration in North Ethiopia, Marine and Petroleum Geology, Volume 27, Issue 4, 895-908

MARTY, B., PIK, R., YIRGU, G., (1996): Helium isotope variation in Ethiopian plume lavas: Nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution. Earth and Planetary Science Letters 144, 223–237

MCDUGALL, I., MORTON, W.H., WILLIAM, M.A.J., (1975): Ages and rates of denudation of trap series basalts at the Blue Nile Gorge, Ethiopia. Nature 254, 207–209

MCHARGUE, T., HEIDRICK, T., LIVINGSTONE, J. (1992): Tectonostratigraphic development of the interior Sudan rifts, Central Africa. In Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa, Ziegler PA (ed.). Tectonophysics 213: 187–202

MCMILLAN, M., HELLER, P., WING, S., (2006): History and causes of post-Laramide relief in the Rocky Mountain orogenic plateau: Geological Society of America Bulletin, v. 118, 393–405

MCMILLAN, M.E., (2003): Basinfill erosion surfaces and tilted markers: Evidence of Late Cenozoic tectonic uplift of the Rocky Mountain Orogenic Plateau [Ph.D. dissertation]: Laramie, University of Wyoming, 127 str.

- MOGES, A., HOLDEN, N.M. (2007): Farmers' perception of soil erosion and fertility loss in southern Ethiopia. *Land Degradation & Development* 18:543–554
- MOHR, P., (1967): Review of the Geology of Simen Mountains: Addis Ababa University, Addis Ababa, Ethiopia, *Bulletin of Geophysical Observatory*, v. 10, 79–93 str.
- MOHR, P., (1983): Ethiopian flood basalt province, *Nature* 303, 77-584
- MOHR, P., ZANETTIN, B., (1988): The Ethiopian Flood Basalt Province, in McDougall, J.D., ed., *Continental Flood Basalts*: Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 63–110
- MOHR, P.A., (1963): Occurrence of Karoo system sediments in Ethiopia. *Nature*, London. 199, 1086
- NETA T., D. G. BLUMBERG, LAZAR M., (1999): Mapping exposed and buried river channels using remote sensing techniques with an example from Mubra channel, the Negev, Israel. *Proceedings: The EOS/SPIE Symposium on Remote Sensing*, 20-24
- NYSSSEN, J., POESEN, J., MOEYERSONS, J., DECKERS, J., HAILE, M., LANG, A., (2004): Human impact on the environment in the Ethiopian and Eritrean highlands - a state of the art. *EARTH-SCIENCE REVIEWS*. 2004. 64 (3-4) : 273-320
- PEDERSON, J.L., MACKLEY, R.D., EDDLEMAN, J.L., (2002): Colorado Plateau uplift and erosion evaluated using GIS: *GSA Today*, v. 12, 4–10
- PIK, R., DENIEL, C., COULON, C., YIRGU, G., MARTY, B. (1999): Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: evidence for plume---lithospheric interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2263-2279
- PIK, R., DENIEL, C., COULON, C., YIRGU, G., HOFFMANN, C., AYALEW, D. (1998): The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magma types. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 91-111
- PIK, R., MARTY, B., CARIGNAN, J., LAVÉ, J., (2003): Stability of the upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 73-88

- POWELL, C. MCA, MCELHINNY, M.W., LI, Z.X., MEERT, J.G., PARK, J.K. (1993): Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21, 889-892
- RADOANE, M., RADONAE, N., DUMITRIU, D., (2003): Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology* 50, 293-306
- ROBINSON, J., BECK, R., GNOS, E., VINCENT, R.K., (2000): New structural and stratigraphic insights for northwestern Pakistan from field and Landsat Thematic Mapper data. *Geological Society of America Bulletin* 112: 364-374
- ROCHETTE, P., TAMRAT, E., FERAUD, G., PIK, R., COURTILLOT, V., KETEFO, E., COULON, C., HOFMANN C., VANDAMME, D., YIRGU, (1998): Magnetostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps, *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 497-510
- RUSSO, A., ASSEFA, G., ATNAFU, G., (1994): Sedimentary evolution of the Abby River (Blue Nile) Basin, Ethiopia. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Monatshefte* 5, 291–308
- SENGOR, A.M.C., (2001): Elevation as indicator of mantle-plume activity, in Ernst, R.E., and Buchan, K.L., eds., *Mantle Plumes: Their identification through time*: Geological Society of America Special Paper 352, 183–225
- STRAHLER, A., STRAHLER, A. jr., (2000): *Introducing Physical Geography*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 575 str.
- ŠÍMA, J. ET AL. (2009): *Water Resources Management and Environmental Protection Studies of the Jemma River Basin for Improved Food Security*, Aquatest, 222 str.
- TRAVAGLIA, C. (1990): Principles of satellite imagery interpretation. In: *Remote Sensing Applications to land Resources*. FAO Report (GCP/INT/411/ITA), RSC Series 54, Rome, Italy, 85-97
- VINCENT, R. K., (1997): *Fundamentals of geological and environmental remote sensing*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 366 str.

VINCENT, R. K., THOMSON, F., (1971): Discrimination of basic silicate rocks by recognition maps processed from aerial infrared data, in Proceedings of the Seventh International Symposium on Remote Sensing of Environment: Ann Arbor, Environment Research Institute of Michigan, 247–252

WEISSEL, J.K., MALINVERNO, A., HARDING, D.J., (1995): Erosional development of the Ethiopian plateau of Northeast Africa from fractal analysis of topography. In: Barton, C.C., La Pointe, P.R. (Eds.), Fractals in Petroleum Geology and Earth Processes. Plenum Press, New York, 127–142

WEISSEL, J.K., SEIDL, M.A., (1998): Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds., Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: American Geophysical Union Geophysical Monograph 107, 189–206

WOLDEGABRIEL, G., ARONSON, J., WALTER, R. (1990): Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopian rift, Geol. Soc. Am. Bull. 102. 439– 458

WOLELA, A. (2007): SOURCE ROCK POTENTIAL OF THE BLUE NILE (ABAY) BASIN, ETHIOPIA. Journal of Petroleum Geology, 30: 389–402

WOLELA, A., (2008): Sedimentation of the Triassic–Jurassic Adigrat Sandstone Formation, Blue Nile (Abay) Basin, Ethiopia. Journal of African Earth Sciences, Volume 52, Issues 1-2, 30-42

WOLFENDEN, E., YIRGU, G., EBINGER, C., DEINO, A., AYALEW, D. (2004): Evolution of the northern Main Ethiopian Rift: birth of a triple junction. Earth and Planetary Science Letters 24: 213–228

WOODWARD, J.C., MACKLIN, M.G., KROM, M.D., WILLIAMS, M.A.J. (2007): The Nile: Evolution, Quaternary river environments and material fluxes. In Gupta A (Ed), Large Rivers: Geomorphology and Management. Chichester, Wiley, 261—292

ZEMAN, O., BENEŠ, K. et al. (1985): Anglicko - český geologický slovník, Academia, Praha

ZVELEBIL, J., ŠÍMA, J., VILÍMEK, V. (2010): Geo-Risk Management for Developing Countries - Vulnerability to Mass Wasting in the Jemma River Basin, Ethiopia. Landslides 7, 1, 99-103

<http://www.lib.cas.cz/space.40/> Velká encyklopedie družic a kosmických sond

<http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu/landsat>

http://landsat.usgs.gov/about_landsat5.php

<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/>

<http://www.klimmadiagramme.de>

<http://www.zemepis.com>

<http://iris.edu> Incorporated Research Institutions for Seismology

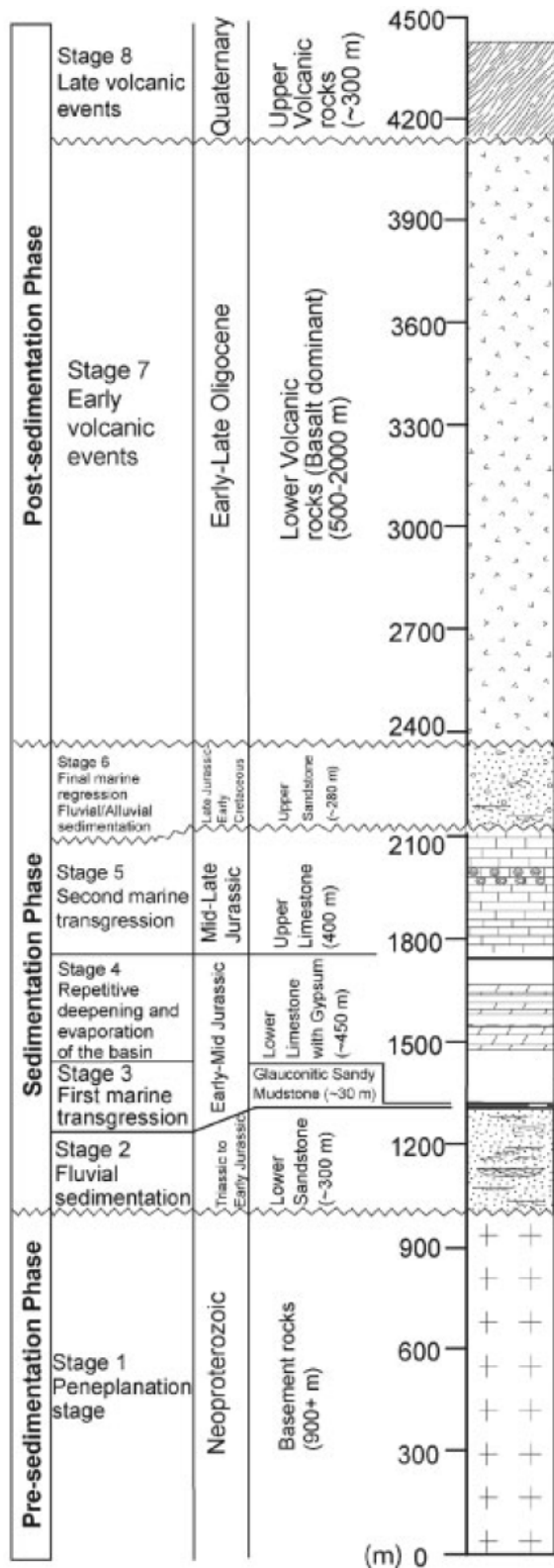
<http://www.asssonline.org/>

<http://www.usgs.gov> United States Geological Survey, Earth Explorer

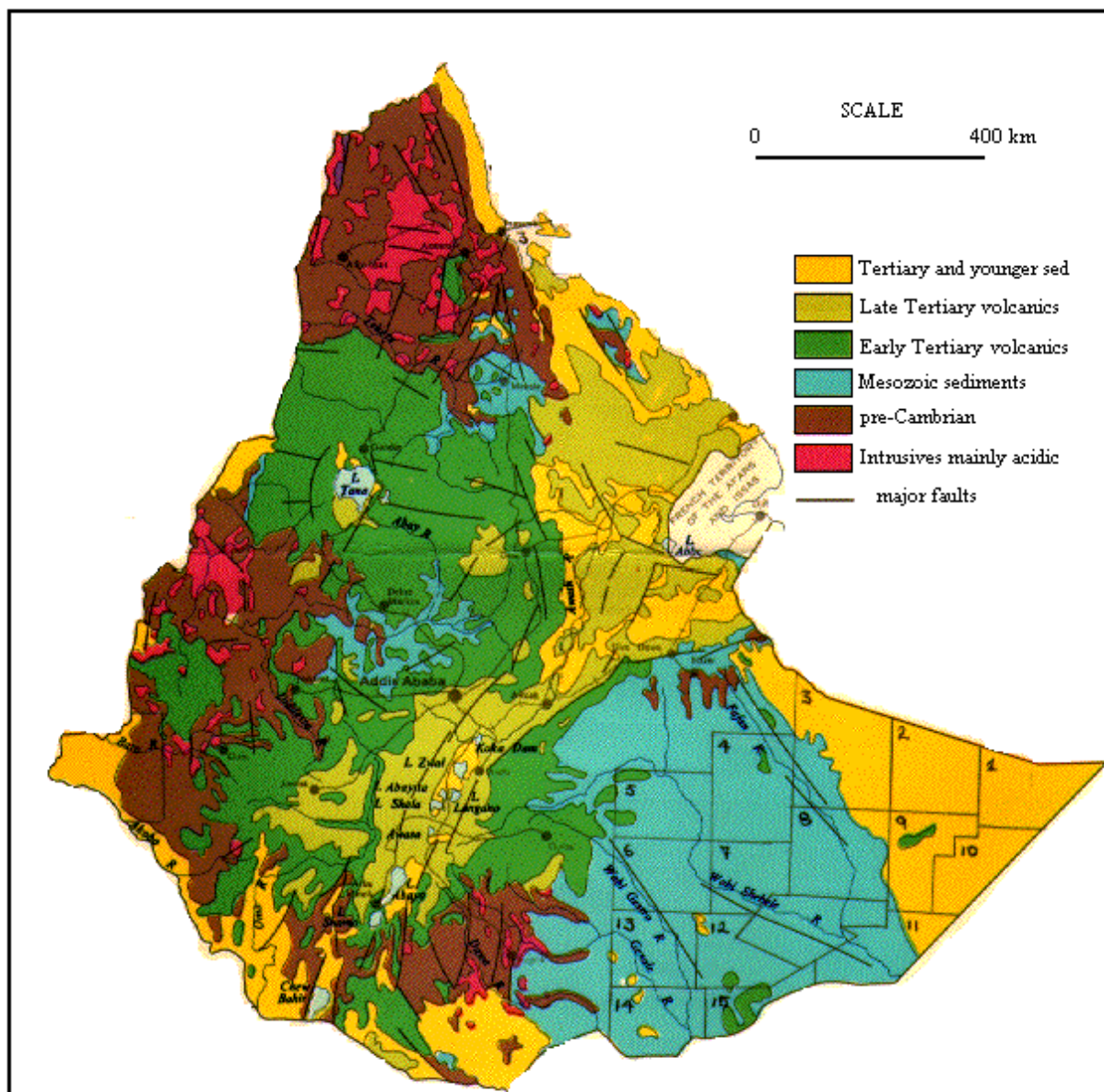
<http://www.arcgis.com> World shaded relief

9. Přílohy

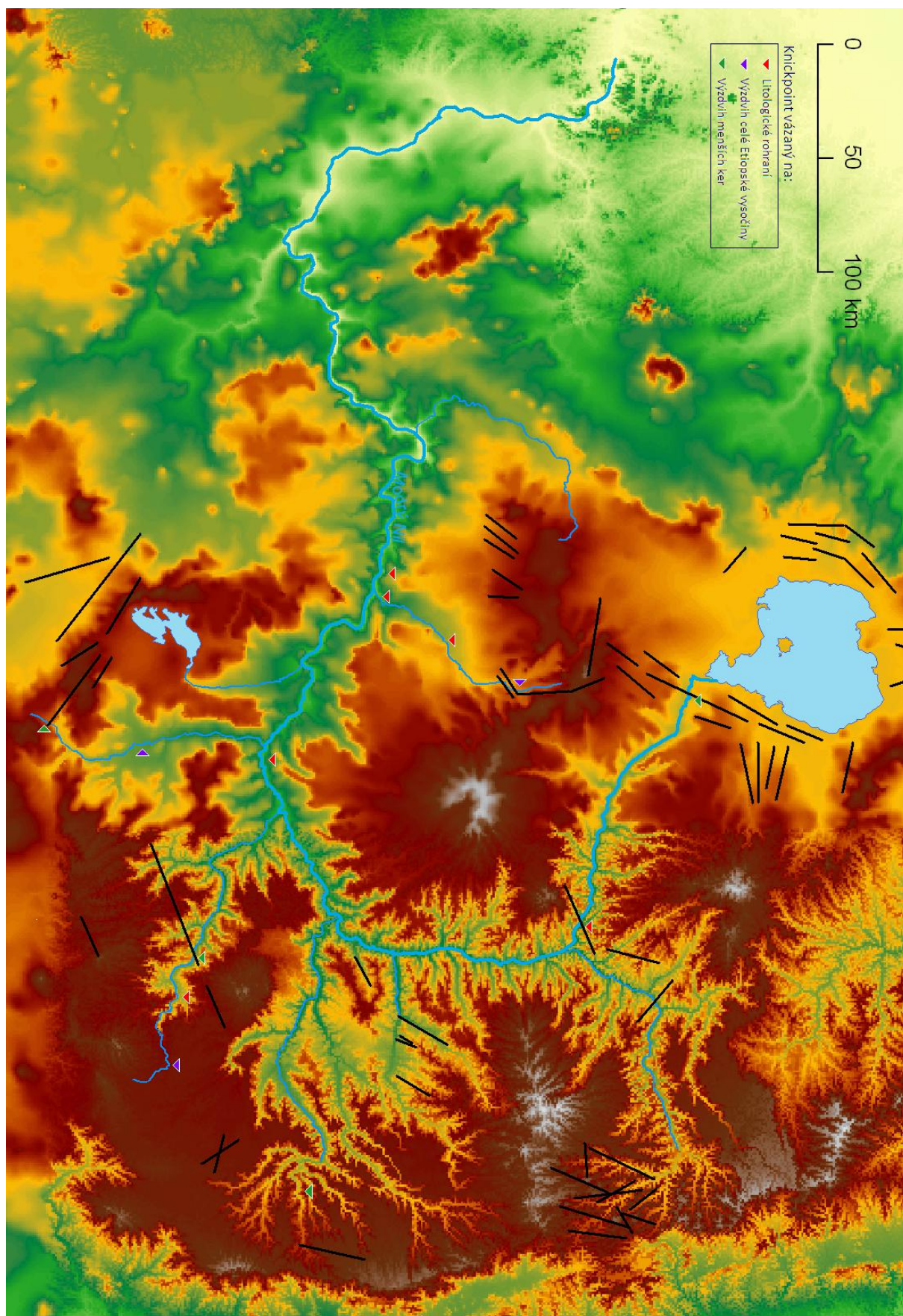
Příloha č. 1: Generalizovaná stratigrafická tabulka povodí Modrého Nilu. Na svislých osách od leva jsou vyneseny: vytvořená období, dílčí fáze, časové zařazení, horninová skladba a mocnost, převzato Gani et al. 2009, str. 39.



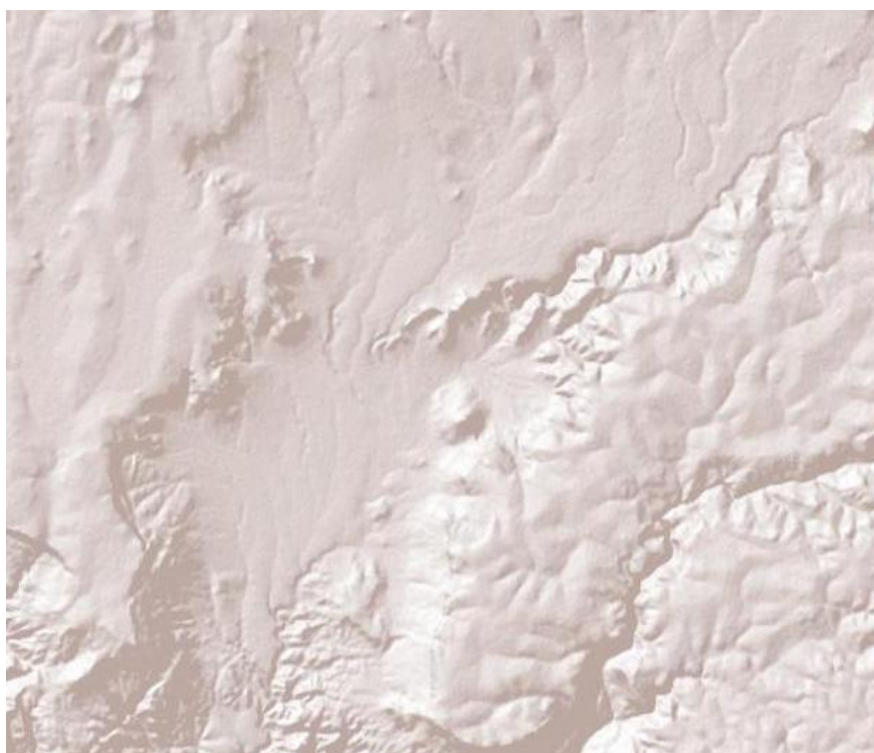
Příloha č. 2: Generalizovaná geologická mapa oblasti (převzato z Kazmin 1975b), sytě žlutě jsou označeny sedimenty třetihorního a mladšího stáří, zelenožlutě pozdně třetihorní vulkanity, zeleně mladší třetihorní vulkanity, modře Mezozoiské sedimenty, hnědě Prekambrické horniny, červeně intrusivní převážně kyselé horniny, linií jsou vyznačeny hlavní zlomy



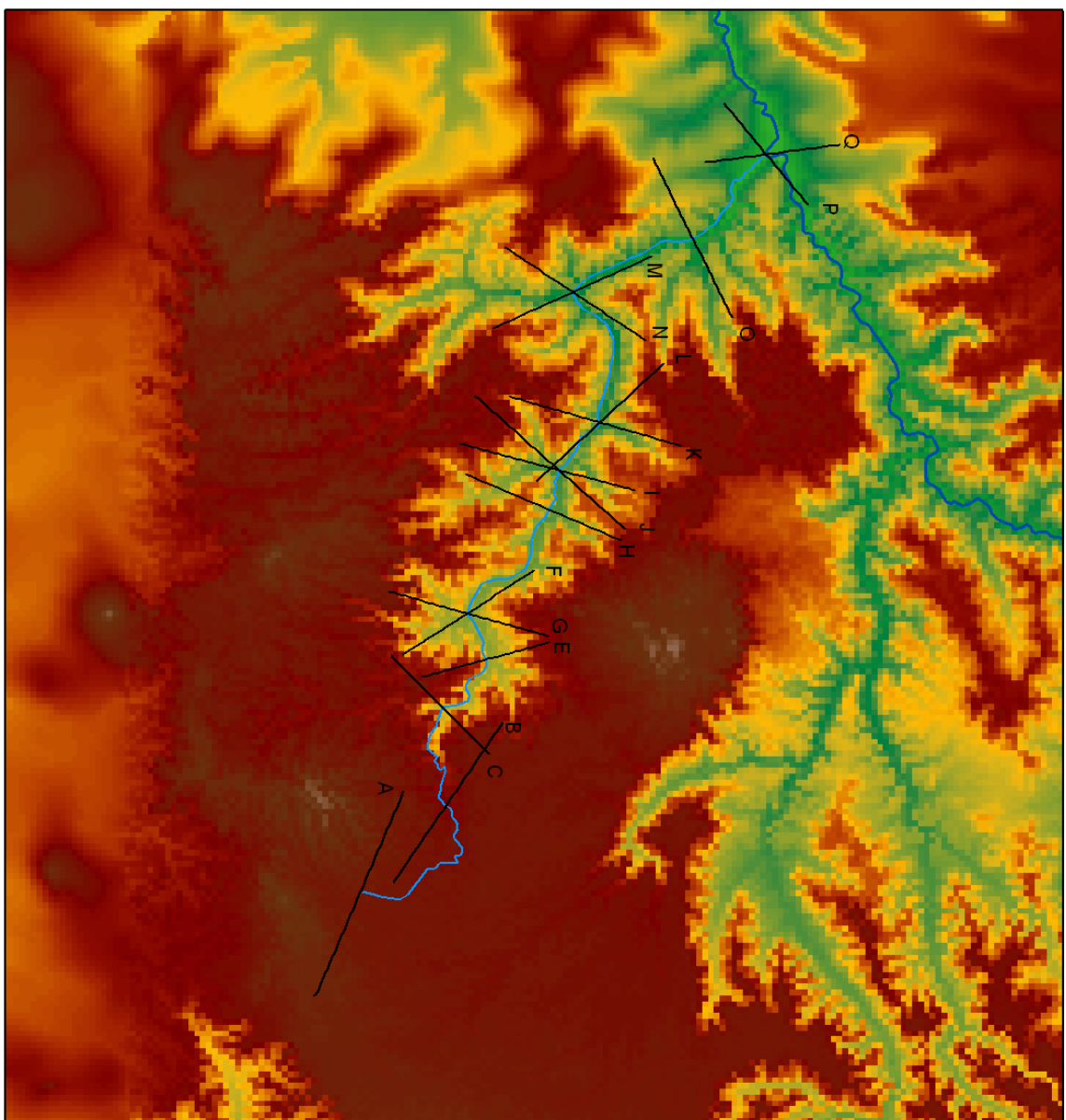
Příloha č. 3: Digitální model terénu oblasti s vyznačenými zlomy a knickpointy



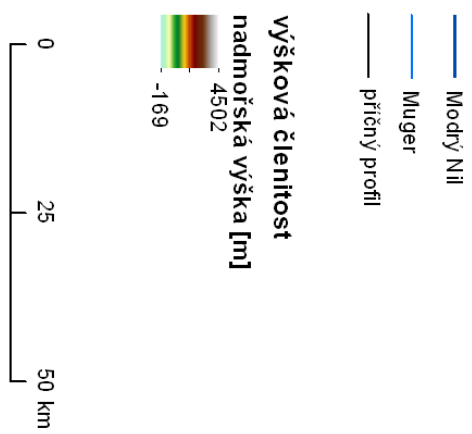
Příloha č. 4: Hillshade vizualizace (Na prvním obrázku je vidět oblast se silnou recentní aktivitou, jedná se o oblast horního toku řeky Jemmy, kde se tok hluboce zařezává. Druhý obrázek je střední a dolní tok tok řeky Birr, tok je situován na vulkanitech a vzdálen od riftu, proto je koryto mnohem méně hluboké.) Zdroj: www.arcgis.com World shaded relief



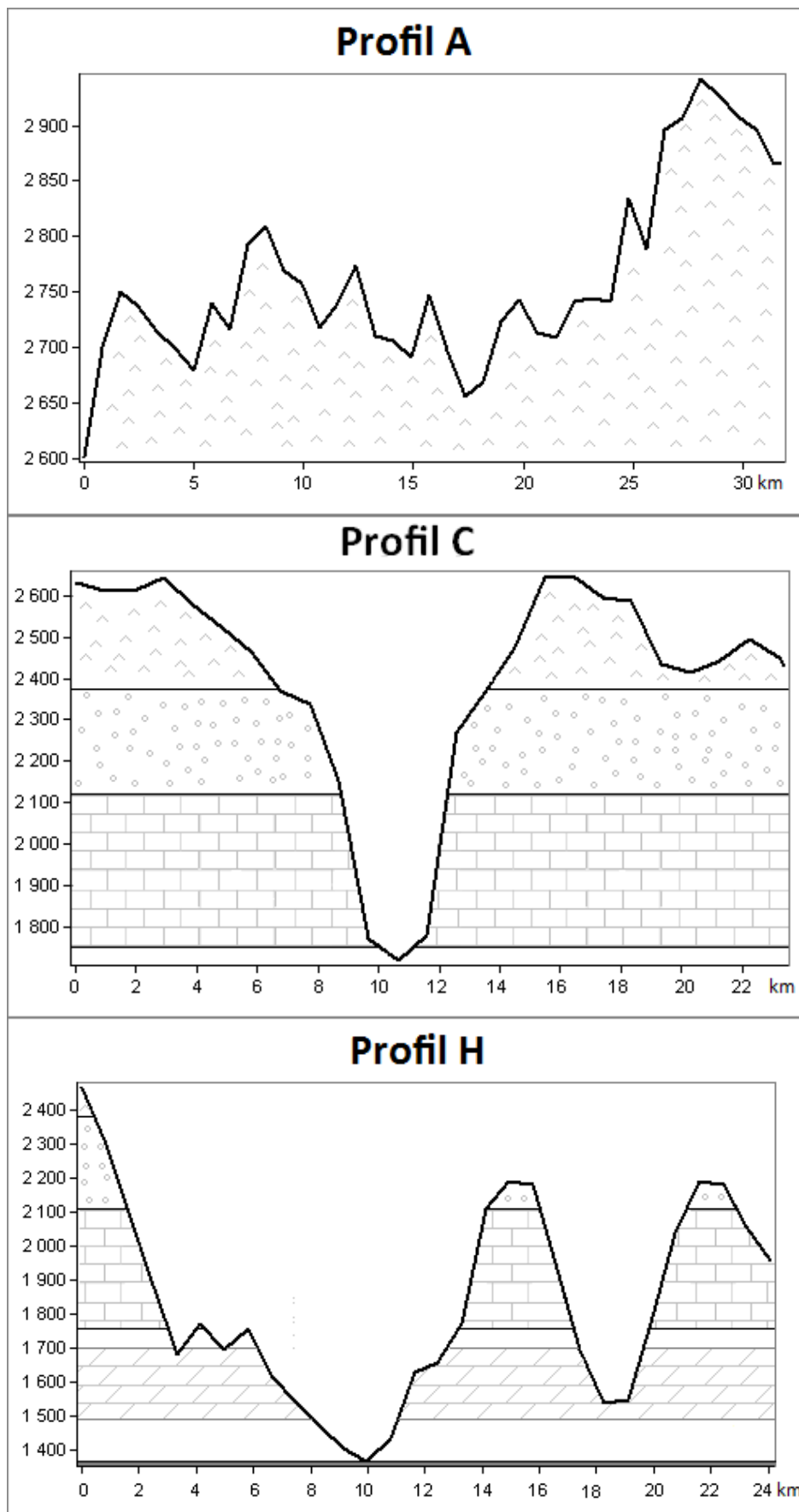
Příloha č. 5: Výškové poměry a lokalizace příčných profilů na řece Muger



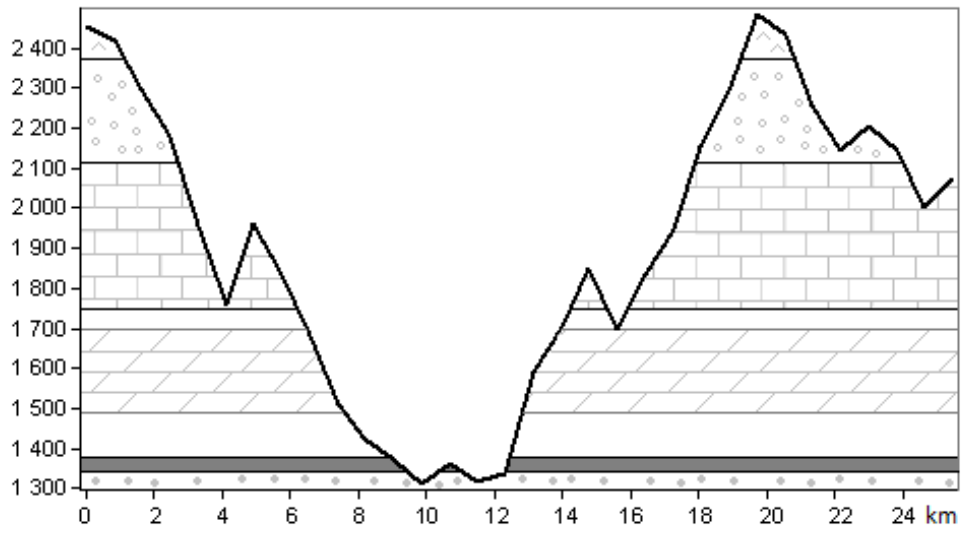
VÝŠKOVÉ POMĚRY povodí řeky Muger



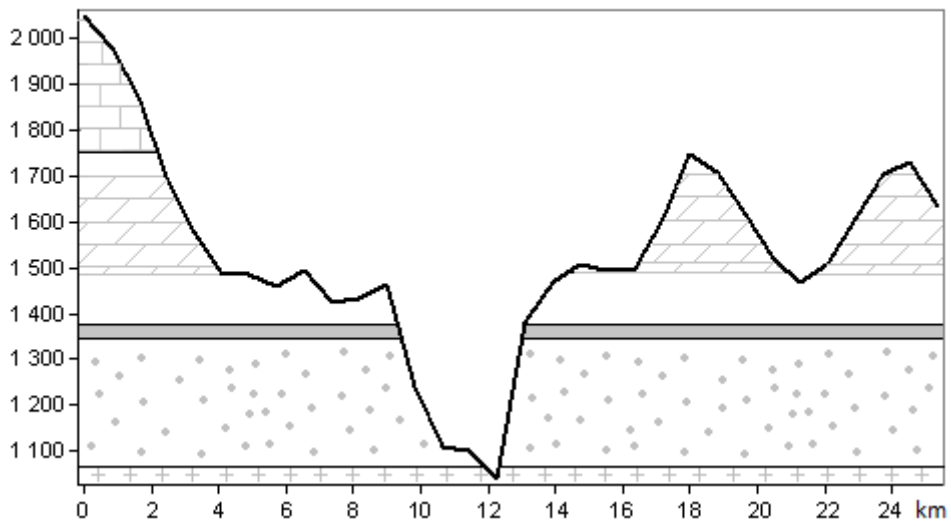
Příloha č. 6: Vybrané příčné profily řeky Muger



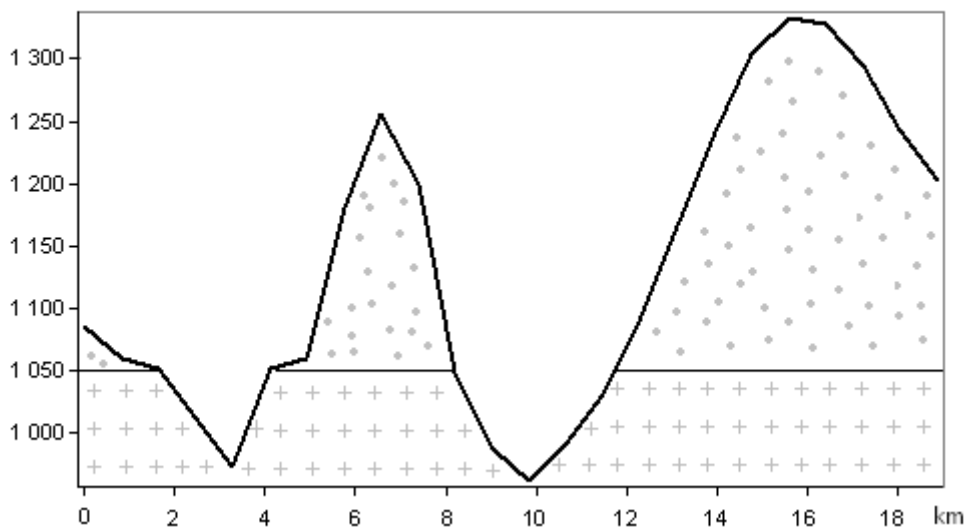
Profil K



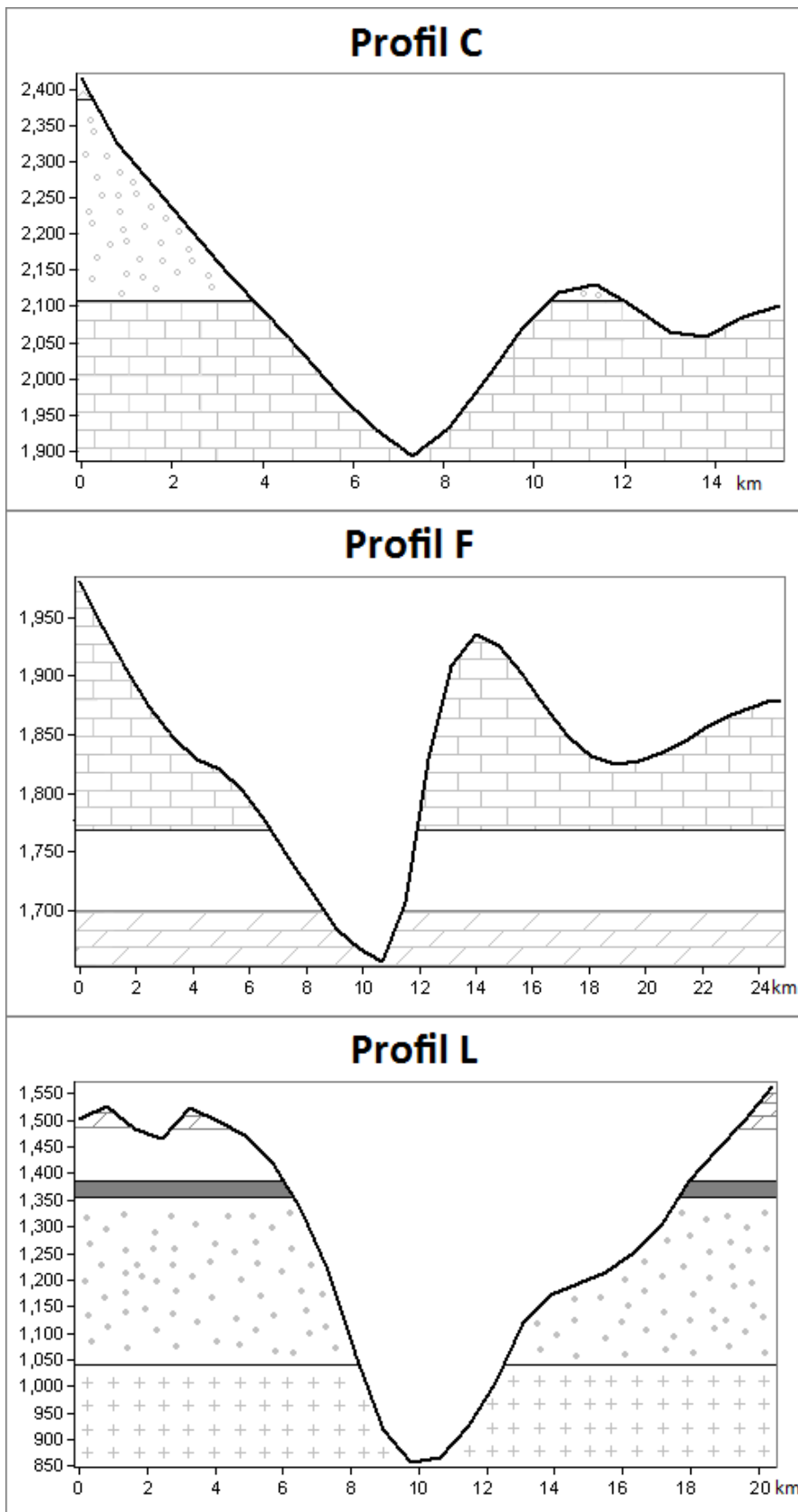
Profil O



Profil P



Příloha č. 7: Vybrané příčné profily řeky Birr (od pramene na kilometrech 24, 44, 100 - soutok s Modrým Nilem)



Příloha č. 8: Schematický 9-ti krokový model paleogeografického vývoje povodí Modrého Nilu od Neoproterozoika po Kvartér. Převzato z Gani et al. 2009, str. 53

A nine-step schematic palaeogeographic model (not to scale) of the Blue Nile Basin from Neoproterozoic to Quaternary times.

