

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego
POLSKA AKADEMIA NAUK

PAWEŁ PROKOP

WPŁYW CZŁOWIEKA
NA ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE
W KLIMACIE MONSUNOWYM
PÓŁNOCNO-WSCHODNICH INDII



Warszawa 2013

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 237

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 237

HUMAN IMPACT ON ENVIRONMENT IN THE MONSOONAL
CLIMATE OF NORTHEAST INDIA

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 237

PAWEŁ PROKOP

WPLYW CZŁOWIEKA
NA ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE
W KLIMACIE MONSUNOWYM
PÓŁNOCNO-WSCHODNICH INDII



WARSZAWA 2013

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy J. Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU

Adam Łajczak, Roman Soja

Publikacja finansowana dzięki projektowi
NCN nr 2012/05/B/ST10/00309

ADRES REDAKCJI PRAC GEOGRAFICZNYCH

IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Zgłoszenie pracy do druku jest jednoznaczne z wyrażeniem zgody
na opublikowanie w wersji papierowej i elektronicznej

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

Zdjęcie na okładce: Paweł Prokop

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2013

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-26-2

Łamanie wykonano w IGiPZ PAN,
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Druk i oprawa: Drukarnia Klimiuk
ul. Zwierzyniecka 8A, 00-719 Warszawa

SPIS TREŚCI

1. Wstęp	7
1.1. Zarys problemu	7
1.2. Cel i zakres pracy	8
1.3. Materiały i metody.....	11
2. Stan badań	15
2.1. Zmiany klimatu NE Indii w holocenie.....	15
2.2. Kolonizacja NE Indii w późnym holocenie.....	23
2.3. Rozpoznanie współczesnego środowiska przyrodniczego środkowej części Wyżyny Meghalaya i piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów.....	27
3. Wpływ działalności człowieka na przemiany środowiska przyrodniczego środkowej części Wyżyny Meghalaya	37
3.1. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w osadach w ostatnich 3000 lat.....	37
3.1.1. Obszar Nongkrem	37
3.1.2. Obszar Telab	51
3.2. Środowiskowy wymiar wytopu żelaza.....	56
3.3. Zmiany użytkowania ziemi okolic Cherrapunji w ostatnich 150 latach.....	63
3.4. Wpływ zmian użytkowania ziemi na właściwości gleb, natężenie erozji i spływ powierzchniowy	67
4. Przebieg i skutki działalności człowieka w środowisku przyrodniczym środkowej części Wyżyny Meghalaya	73
5. Wpływ klimatu i działalności człowieka na środowisko przyrodnicze piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów.....	79
5.1. Zmiany użytkowania ziemi piedmontu w ostatnich 150 latach	79
5.2. Rola czynników naturalnych i antropogenicznych w zmianach morfologii koryt rzecznych	90
5.3. Wpływ zmian użytkowania ziemi na właściwości gleb.....	94
6. Przebieg i skutki działalności człowieka w środowisku przyrodniczym piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów.....	99
7. Podsumowanie i wnioski.....	103
Literatura	107
Human impact on environment in the monsoonal climate of Northeast India – <i>Summary</i>	121

1. WSTĘP

1.1. ZARYS PROBLEMU

Region Południowej i Wschodniej Azji, w zasięgu cyrkulacji monsunowej, obejmuje strefę klimatu tropikalnego i umiarkowanego. Sprzyjające warunki klimatyczne w dolinach dużych rzek odwadniających Himalaje wraz z Wyżyną Tybetańską spowodowały, że obszar ten stał się kolebką jednych z najstarszych cywilizacji w dziejach ludzkości. Posiadły one już tysiące lat temu umiejętność uprawy udomowionych roślin i hodowli zwierząt oraz były zdolne do stworzenia urbanistycznej infrastruktury. W dolinie Indusu, na pograniczu dzisiejszego Afganistanu i Pakistanu, ośrodek miejski Mehrgarh rozwinął się 7000 BC (Jarrige i in. 2005). Nad środkową Jangcy w Chinach, udomowiony ryż uprawiano już ok. 6000 BC (Li i in. 2009). Powstanie, rozwój i upadek obu cywilizacji, wiązany obok przyczyn społeczno-ekonomicznych ze zmianami cyrkulacji monsunowej, dał impuls do migracji ludności w kierunku Azji Południowej (Staubwasser i in. 2003; Liu, Feng 2012). Wraz z przemieszczaniem się człowieka, następowały przekształcenia środowiska przyrodniczego, których skala przez długi czas była uwarunkowana czynnikami naturalnymi – klimatem, rzeźbą i rodzajem gleb (Allchin, Allchin 1982; Sagart i in. 2007; Petraglia, Allchin 2007). Odzwierciedla się to szczególnie wyraźnie w różnicach zagospodarowania między nizinami, a terenami wyżej podniesionymi. Żyzne niziny nad Gangesem zostały w znacznym stopniu wylesione już 2000 lat temu. Himalaje i ich bliskie przedpola największych zmian w środowisku doświadczyły wraz z wprowadzeniem gospodarki kolonialnej, w połowie XIX w. (Grigg 1974; Pongratz i in. 2008). Pośród nich wciąż można znaleźć enklawy względnie nienaruszonego naturalnego lasu (FSI 2011).

Niezależnie od rodzaju i czasu trwania działalności człowieka w środowisku przyrodniczym w zasięgu cyrkulacji monsunowej, skutki jego aktywności zazwyczaj najpierw są widoczne w postaci zmian w szacie roślinnej (Dale i in. 1998; Geist, Lambin 2002; Carr i in., 2006). W skali lokalnej oddziaływanie to nie ogranicza się tylko do zmian użytkowania ziemi, ale wpływa również na wzrost natężenia erozji, zwiększenie spływu powierzchniowego i dostawy osadu do sieci rzecznej, co może zwiększyć częstotliwość i wielkość wezbrań (Vanacker i in. 2003; Geist, Lambin 2006; Davidar i in. 2010). W zależności od stopnia wrażliwości na zmiany, zakłócenia mogą doprowadzić do powstania nowej równowagi w geosystemie lub może on przyjąć niestabilną formę przejściową (Brunsdon, Thornes 1979; Thomas 2001). Opisane relacje

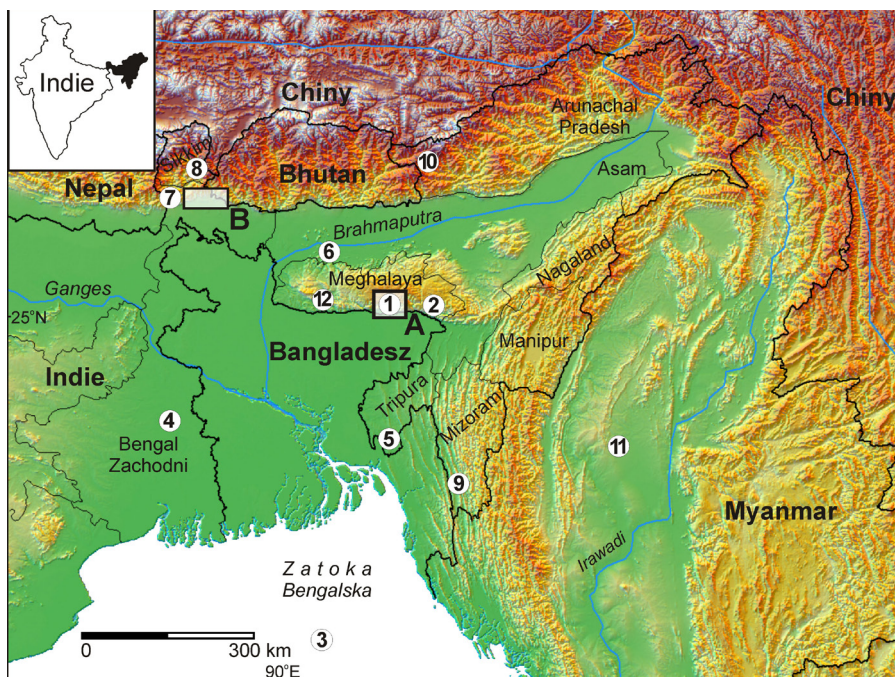
charakteryzuje zazwyczaj złożoność, z wieloma sprzężeniami zwrotnymi, uruchamiającymi nieliniowe procesy, których efekty często rejestrujemy z opóźnieniem (Rudel i in. 2005; Lambin, Meyfroidt 2010; An 2012).

Skutki działań w skali lokalnej mogą z czasem nabrać znaczenia globalnego. Wylesianie dużych powierzchni i związana z tym erozja prowadzą do obniżenia produktywności gleb oraz zaburzają naturalny obieg węgla w środowisku, zwiększając skutki efektu cieplarnianego (DeFries i in. 2002; Lal 2001, 2004). Rola obszarów położonych w klimacie monsunowym, gdzie żyje prawie 2/3 ludności świata, jest więc znacznie większa niż ich terytorialny zasięg, wyznaczony wędrówką międzyzwrotnikowej strefy zbieżności (Cliff, Plumb 2008). Zmiany, jakie człowiek wprowadza w środowisku przyrodniczym, mogą nabrać szczególnej wagi w kontekście prognozowanego przez modele klimatyczne wzrostu wysokości opadu w zasięgu cyrkulacji monsunowej (IPCC 2007), jak i stwierdzonego już zwiększenia zasięgu samej strefy tropikalnej (Seidel i in. 2008).

1.2. CEL I ZAKRES PRACY

Indie Północno-Wschodnie (NE Indie) obejmują obszar Wschodnich Himalajów wraz z równoleżnikowo przebiegającą u ich podnóży doliną Brahmaputry, ograniczoną od wschodu górami Indyjsko-Birmańskimi, a od południa Wyżyną Meghalaya. Duża aktywność tektoniczna w połączeniu z wysokimi opadami monsunowymi powodują, że region należy do najczęściej nawiedzanych przez trzęsienia ziemi, ruchy masowe i powodzie w Indiach (Dhar, Nandargi 2000, 2003; Bilham 2004; Soja, Starkel 2007; Bookhagen 2010). Równocześnie teren ten, pełniący rolę naturalnego korytarza łączącego Wschodnią i Południowo-Wschodnią Azję z Półwyspem Indyjskim, został zasiedlony w wyniku kilku fal migracji ludności już w neolicie (Cann 2001). Działalność człowieka w tak dynamicznym środowisku przyrodniczym zazwyczaj prowadzi do przyspieszenia obiegu wody i procesów denudacyjnych, a nieracjonalna gospodarka sprzyja szybkiej degradacji jego zasobów (Starkel, Basu 2000; Mannion 2001; Starkel, Singh 2004; Goudie 2006).

Szczegółowej analizie oddziaływania człowieka na środowisko poddano dwa obszary położone w dorzeczu Brahmaputry: Wyżynę Meghalaya oraz piedmont Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (ryc. 1). Wspólną cechą obu obszarów, z punktu widzenia gospodarczego, jest bardzo wysoki opad skoncentrowany w sezonie letnim i deficyt wody w zimie. Różni je natomiast czas oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze i sposób gospodarowania. Analiza objęła okres od początku wyraźnej ingerencji człowieka w środowisko, którą można stwierdzić w zapisie osadów, spektrach ziaren pyłku, znalezionych artefaktach i źródłach pisanych, aż po czasy współczesne.



Ryc. 1. Położenie obszarów badań w NE Indiach. A – Wyżyna Meghalaya, B – piedmont Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów. Numerami zaznaczono omawiane w tekście miejsca badań innych autorów nt. zmian klimatu, szaty roślinnej i działalności człowieka

Location of study areas in NE India. A – Meghalaya Plateau, B – piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya. Numbers indicate places of research of other authors on climate change, vegetation and human activity mentioned in text

1 – Berkelhammer et al. 2012; 2 – Breitenbach 2009, Sinha et al. 2011; 3 – Kudrass et al. 2001; 4 – Ghosh et al. 2006; 5 – Bhattacharyya et al. 2011; 6 – Dixie, Bera 2011; 7 – Chauhan, Sharma 1996; 8 – Sharma, Chauhan 2001; 9 – Chauhan, Mandaokar 2006; 10 – Bhattacharyya et al. 2007; 11 – D'Arrigo et al. 2011; 12 – IAR 1967–68, 1979–80

Na Wyżynie Meghalaya rolnictwo wypaleniskowe (ang. *shifting cultivation*), wraz z wydobywaniem i przetwórstwem minerałów, było głównym zajęciem ludności od setek, być może nawet tysięcy lat (Prokop 2007). Początki przekształceń środowiska przyrodniczego piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów sięgają zaledwie połowy XIX w., kiedy część naturalnych lasów zastąpiono plantacjami herbaty (Starkel i in. 2008). Wybór dwóch wymienionych obszarów do badań był podyktowany dużymi różnicami w sposobie gospodarowania między terenami wyżej podniesionymi, a otaczającymi je nizinami. Równocześnie zróżnicowanie to, chociaż nie wyczerpuje możliwych oddziaływań człowieka na środowisko w zasięgu cyrkulacji monsunowej, jest typowe dla badanej strefy klimatycznej i ściśle związane z historią zagospodarowania NE Indii.

Celem opracowania jest określenie roli człowieka w przemianach środowiska przyrodniczego NE Indii w warunkach dużej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych, w postaci bardzo wysokich opadów monsunowych i powodzi. Rozległy obszar badań oraz długi okres działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, wymaga interdyscyplinarnego podejścia i realizacji szeregu celów cząstkowych, które obejmują:

- rekonstrukcję mechanizmu i przebiegu zmian, jakich człowiek dokonał w środowisku przyrodniczym poprzez wylesienie, rozwój rolnictwa oraz eksploatację i przetwórstwo surowców mineralnych;
- określenie wpływu zaludnienia, formy gospodarowania i czasu oddziaływania na zmiany użytkowania ziemi i cechy fizyko-chemiczne gleb oraz trwałość ich przekształceń;
- określenie możliwych skutków działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, w warunkach prognozowanego wzrostu opadów, w zasięgu klimatu monsunowego w przeszłości.

Zapis zmian klimatu i skutków działalności człowieka w osadach, wsparty analizą zmian użytkowania ziemi oraz cech fizyko-chemicznych pokryw zwietrzelinowych i gleb, powinien zweryfikować również postawione w literaturze hipotezy o czasie i przyczynach wylesiania Wyżyny Meghalaya (Prokop 2007) oraz udziale człowieka w stosunku do naturalnych czynników w przekształcaniu środowiska piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (Starkel i in. 2008; Prokop, Sarkar 2012). Istotnym elementem będzie próba dania odpowiedzi na pytanie, który z czynników, naturalny czy antropogeniczny, odgrywa dominującą rolę w przemianach środowiska przyrodniczego NE Indii, w warunkach rosnącej antropopresji i zmienności klimatu.

Pomysł podjęcia tematu opracowania zrodził się podczas pierwszych wyjazdów badawczych do NE Indii pod koniec lat 90. XX w. Rekonstrukcja roli człowieka w przemianach środowiska Wyżyny Meghalaya była możliwa dzięki projektowi badawczemu MNiSW nr NN 306 426434, a rozszerzenie wspomnianej tematyki na obszar piedmontu Wschodnich Himalajów ułatwił projekt NCN nr 2012/05/B/ST10/00309. Niezwykle ważna była równoległa realizacja wieloletnich, dwustronnych umów między PAN a Indyjską Akademią Nauk pod kierunkiem Prof. L. Starkla, dająca możliwość prowadzenia badań terenowych. Pragnąłbym podziękować prof. L. Starkłowi za wprowadzenie w problematykę badań środowiska przyrodniczego NE Indii i możliwość dyskusji podczas wspólnych wypraw badawczych. Podziękowania kieruję także pod adresem prof. S. Singha i dr. H.J. Syiemlieha z North Eastern Hill University oraz prof. S. Sarkara z North Bengal University za udzieloną pomoc organizacyjną w trakcie badań terenowych i przekazanie wielu unikalnych danych. Duże wsparcie przy analizach i interpretacji zebranego

materiału okazali dr G. Poręba z Zakładu Zastosowań Radioizotopów Politechniki Śląskiej w Gliwicach, dr inż. I. Suliga z Wydziału Inżynierii Metali i Informatyki Przemysłowej AGH w Krakowie, dr A. Bhattacharyya z Instytutu Paleobotaniki w Lucknow w Indiach oraz dr A. Budek i mgr D. Płoskonka z Zakładu Badań Geosrodowiska IGiPZ PAN w Krakowie.

1.3. MATERIAŁY I METODY

Opracowanie zostało wykonane w oparciu o badania terenowe, uzupełnione analizą materiałów kartograficznych i danych teledetekcyjnych, źródeł pisanych oraz analizy laboratoryjne. Prześledzenie długiego okresu działalności człowieka w NE Indiach wymaga użycia zróżnicowanych metod badawczych. Dla najstarszego okresu wykorzystano metody paleogeograficzne oparte na analizie ziaren pyłku, składzie granulometrycznym osadów stokowych, rzecznych, gleb kopalnych oraz datowaniach radiowęglowych. Pomocne w tym względzie były również najnowsze publikowane wyniki analiz nacieków jaskiniowych, pozwalające na odtworzenie zmienności najbardziej charakterystycznego elementu klimatu NE Indii, jakim są opady (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Sinha i in. 2011). Począwszy od XIX w. możliwe było czerpanie wiedzy ze źródeł historycznych i wykorzystanie materiału kartograficznego w celach ilościowych analiz zmian użytkowania ziemi z zastosowaniem GIS i metod teledetekcji.

Badania terenowe

Badania terenowe prowadzono w latach 2007–2011. Na Wyżynie Meghalaya po rekonesansie wyznaczono kilkanaście miejsc poboru prób do analiz sedymentologicznych, palinologicznych, geoarcheologicznych oraz datowań radiowęglowych. W niniejszej pracy omówiono kilka najlepiej zachowanych profili osadów reprezentujących centralną część wyżyny i podnóże południowego skłonu (Prokop, Bhattacharyya 2011b). Próby, w zależności od typu osadu i warunków w terenie, pobierano bezpośrednio z odsłoneń, z wykonanych wkopów oraz za pomocą próbników rurowych i Instorf firmy Eijkelkamp. Próbniki o średnicy 5 cm umożliwiały pobranie prób o nienaruszonej strukturze. Dla każdego z wyznaczonych miejsc wykonano szkice geomorfologiczne i mapy użytkowania ziemi w oparciu o kartowanie terenowe, mapy topograficzne, geologiczne i zdjęcia satelitarne. Weryfikację wydzielonych kategorii użytkowania ziemi oraz ich zasięgów przeprowadzono w terenie z użyciem odbiornika GPS. Ponadto przeprowadzono uzupełniające badania gleb, w stosunku do już publikowanych materiałów (Prokop 2007, 2010a,b), w obrębie katen stokowych o różnej litologii i użytkowaniu ziemi.

Na stożkach napływowych piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów wydzielono do badań trzy obszary testowe, rozciągające się do 10–15 km od brzegu gór, wzdłuż rzek odwadniających Himalaje. Ich granice wschodnie i zachodnie stanowiły w przybliżeniu działy wodne rzek. Dla każdego z obszarów wykonano mapy użytkowania ziemi w oparciu o kartowanie terenowe, mapy topograficzne i zdjęcia satelitarne. W obszarze najbardziej wysuniętym na zachód (dorzecze Tisty), przeprowadzono badania wpływu długotrwałej uprawy herbaty i ryżu na cechy fizyczne i chemiczne gleb. Wykonano w tym celu wkopy i opisano 20 profili glebowych. Profile były rozmieszczone w obrębie dwóch form rzeźby terenu i wydzielonych w ich granicach trzech kategorii użytkowania ziemi: teras z lasem naturalnym i uprawą herbaty oraz równin zalewowych z lasem naturalnym i uprawą ryżu.

Metody sedimentologiczne i gleboznawcze

Analizę składu granulometrycznego osadów wykonano metodą łączoną – sitową i przy wykorzystaniu laserowego miernika Analysette 22 firmy Fritsch (*Polskie Towarzystwo Gleboznawcze* 2009). Parametry rozkładu uziarnienia obliczono metodą Folkla i Warda (1957). Zawartość węglanów określono metodą Scheiblera. Wytrzymałość gleby na ściskanie, będąca wskaźnikiem kompaktacji, była mierzona ręcznym penetrometrem. Końcowy wynik podano jako uśrednienie z 10 pomiarów. Zawartość materii organicznej oznaczono metodą Tiurina w modyfikacji Oleksynowej. Odczyn gleby zmierzono metodą potencjometryczną w H_2O w proporcjach 1:5. Całkowitą zawartość węgla, azotu i siarki w powierzchniowym poziomie gleby określono przy pomocy analizatora elementarnego firmy Elementar – Vario El III do oznaczania stężeń pierwiastków podstawowych (C, H, N, O, S). Statystycznie istotne różnice między uśrednionymi właściwościami fizyko-chemicznymi gleb, reprezentującymi różne kategorie użytkowania ziemi, badano statystyką *t* na poziomie prawdopodobieństwa 5%. Barwę gleby w stanie naturalnym opisano za pomocą skali barw Munsella.

Metody paleobotaniczne

Do analizy składu ziaren pyłku roślin pobrano próby osadu z odsłoneń i rdzeni w przedziałach głębokości 2 cm o objętości 1 cm³. W przypadku osadów deluwialnych o bardzo małej zawartości materii organicznej, próby pobierano w zależności od stwierdzonych zmian litologii osadów, jednak nie rzadziej niż co 10 cm. Analizy pyłkowe osadów zostały wykonane w Instytucie Paleobotaniki w Lucknow (Indie). Próby macerowano standardową metodą acetolizy Erdtmanna (1943) po uprzednim usunięciu węglanów za pomocą 10-procentowego HCl i frakcji mineralnej za pomocą 40-procentowego HF (Faegri, Iversen 1975). Do identyfikacji pyłku wykorzystano preparaty mikroskopowe ziaren pyłku z kolekcji biblioteki Instytutu Paleobotaniki i zdjęcia

z publikowanych opracowań (Nayar 1990; Bera i in. 2009). Diagramy pyłkowe oparte na sumie pyłku drzew, krzewów i roślin zielnych, z wyłączeniem roślin wodnych i paproci, wykonano przy pomocy programu Corel Draw.

Metody chronostratygraficzne

Kilkanaście prób z Wyżyny Meghalaya przeznaczono do datowań radiowęglowych metodą AMS, które wykonano w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Dwie próby datowano metodą konwencjonalną w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie. Materiał do datowań był bardzo zróżnicowany: węgle drzewne, muły organiczne oraz gleby kopalne. Wiek prób kalibrowano programem OxCal (Bronk Ramsey 2009) w oparciu o krzywą kalibracyjną IntCal09 (Reimer i in. 2009) na poziomie prawdopodobieństwa 95%. Kalibrowany wiek, często w postaci przedziału lat, podano w latach kalendarzowych. Program OxCal posłużył również do skonstruowania krzywej wiek-głębokość dla środkowej części Wyżyny Meghalaya.

Metody archeologiczne i historyczne

Podstawowym materiałem źródłowym dla rekonstrukcji procesu wytopu żelaza na Wyżynie Meghalaya była analiza metaloznawcza żużli żelazistych, poszerzona badaniami grudek rudno-żużlowych, dysz kaolinowych i piasków żelazistych. Obserwacje mikrostruktury próbek na zglądach przeprowadzono z wykorzystaniem metalograficznego mikroskopu optycznego Axio Carl Zeiss. Analizę składu fazowego wykonano metodą dyfrakcyjnej rentgenowskiej analizy fazowej za pomocą mikroskopu skaningowego HITACHI S-3500N z mikroanalizatorem Noran i dyfraktometrem rentgenowskim PANalytical EMPYREAN 2. Skład piasków żelazistych określono metodą mokrej analizy chemicznej. Wszystkie analizy zostały wykonane przez dr. inż. I. Suligę z Wydziału Inżynierii Metali i Informatyki Przemysłowej AGH w Krakowie.

Analizę zmian środowiska przyrodniczego Wyżyny Meghalaya w ujęciu historycznym oparto głównie na źródłach pisanych i materiałach kartograficznych z XIX w. Są to opisy przyrodników badających florę tego obszaru, geologów wykonujących pierwsze mapy, dane ze spisów ludności i raporty administracji Brytyjskiej Kompanii Wschodnioindyjskiej. W przypadku piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów ważne informacje o dacie założenia plantacji (tożsamej z początkiem wylesiania) i obszarze zajęтым pod uprawę herbaty, zawierały raporty i atlasy *Tea Association Board* (Taylor's maps 1910; *The Indian Tea Association* 1930; *Tea Board of India* 2010).

Metody GIS i teledetekcji

Analizę zmian użytkowania ziemi na Wyżynie Meghalaya wykonano dla lat 1852, 1910, 1966 w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:63 360 i 1:50 000, natomiast dla 2010 r. w oparciu o zdjęcia satelitarne, pozyskane z serwera Google Earth Professional. Analizę zmian użytkowania ziemi piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów przeprowadzono dla 1930 r. w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:50 000, dla 1970 r. na podstawie zdjęć satelitarnych programu Amerykańskiego Corona i dla 2010 r. z wykorzystaniem zdjęć satelitarnych pozyskanych z serwera Google Earth Professional.

Mapy i zdjęcia satelitarne posłużyły do wizualnej interpretacji użytkowania ziemi. Metoda ta daje lepsze efekty w porównaniu do klasyfikacji automatycznej, w przypadku porównania map i zdjęć satelitarnych w różnych skalach z różnych okresów (Petit, Lambin 2002). Logiczne zapytania w systemie GIS pozwoliły na skonstruowanie map stabilności użytkowania ziemi piedmontu za okres 1930–2010. Na mapach tych wydzielono obszary: 1) stabilne o tym samym użytkowaniu w całym badanym okresie, 2) obszary ze zmianami stopniowymi z jedną zmianą użytkowania w badanym okresie, np. las – las – uprawa, 3) obszary ze zmianami cyklicznymi między dwoma kategoriami użytkowania, np. uprawa – las – uprawa oraz 4) obszary ze zmianami dynamicznymi, mające różne kategorie użytkowania w każdym z trzech przedziałów czasowych.

Ponadto wykorzystano numeryczny model terenu z satelity Aster w rozdzielczości 30 m z serwera United States Geological Survey (<http://edcns17.cr.usgs.gov>). Dane o opadach dla NE Indii pozyskano z radaru pracującego w ramach Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) za lata 1998–2009 w rozdzielczości 5 km (Bookhagen 2013).

Do analiz GIS i integracji map, zdjęć satelitarnych, danych statystycznych wykorzystano program ILWIS (Integrated Land Water Information System) w wersji 3.3, wyprodukowany przez International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (1997) w Holandii. Mapy topograficzne zostały zeskanowane z rozdzielczością 300 dpi i rektyfikowane do odwzorowania uniwersalnego poprzecznego Merkatora (UTM – Universal Transverse Mercator) z elipsoidą odniesienia WGS84. Odwzorowanie to przyjęto dla wszystkich map i zdjęć satelitarnych analizowanych w systemie GIS.

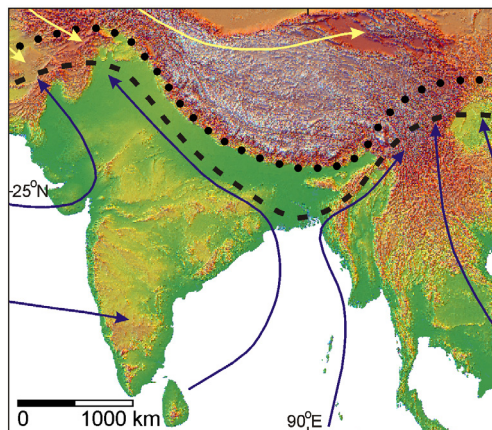
2. STAN BADAŃ

2.1. ZMIANY KLIMATU NE INDII W HOLOCENIE

Współczesna cyrkulacja monsunowa i opady

Najważniejszą cechą klimatu Azji Południowej jest sezonowa zmienność napływu mas powietrza, związana z corocznym przemieszczaniem się międzyzwrotnikowej strefy zbieżności (MSZ) wiatrów (Pant, Rupa Kumar 1997). Między czerwcem a wrześniem tworzą się prądy powietrza w dolnej atmosferze, będące skutkiem dużych różnic ciśnienia między wyżem nad Oceanem Indyjskim a Niżem Azjatyckim (ryc. 2). Silne, południowo-zachodnie wiatry indyjskiego monsunu letniego (IML) dzielą się na dwa ramiona. W zachodnim sektorze Oceanu Indyjskiego pokonują one Morze Arabskie docierając do NW Indii. We wschodniej części Oceanu Indyjskiego wiatry IML przemieszczają się nad Zatoką Bengalską i sięgają NE Indii. U podnóża Himalajów część prądów powietrza kieruje się na zachód nad Nizinę Gangesu, natomiast część skręca na wschód nad południowy obszar Wyżyny Tybetańskiej.

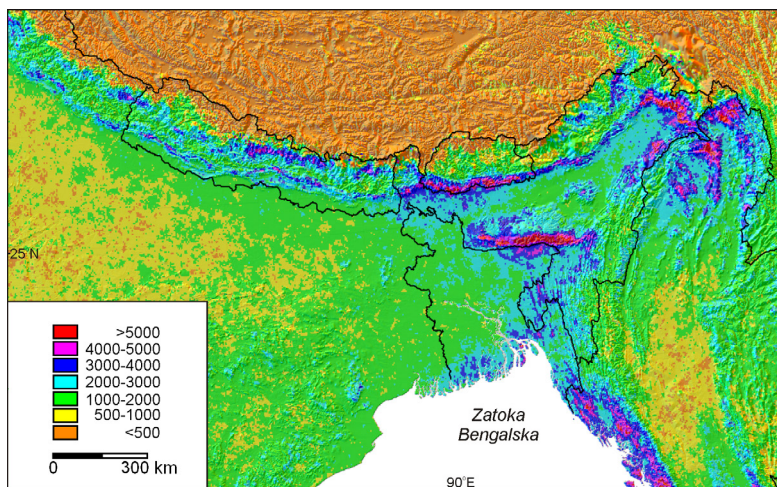
Napływające z południa masy powietrza nad Półwysep Indyjski transportują olbrzymie ilości pary wodnej, która skraplając się nad lądem przynosi opady. Wydzielane wskutek kondensacji pary wodnej ciepło utajone, jest dodatkowym czynnikiem sprzyjającym nasileniu IML i utrzymaniu niskiego ciśnienia nad kontynentem azjatyckim (Webster i in. 1998). Jesienią MSZ stopniowo wycofuje się, wraz z pozorną wędrówką Słońca na południe. Powstający zimą odwrotny gradient ciśnienia między Południową Azją a Oceanem Indyjskim, prowadzi do napływu nad Półwysep Indyjski suchych mas powietrza z północnego-wschodu. Jest to indyjski monsun zimowy (IMZ).



Ryc. 2. Schemat cyrkulacji monsunowej nad Południową Azją w sezonie letnim. Kropkami zaznaczono średnią pozycję międzyzwrotnikowej strefy zbieżności we wczesnym holocenie, kreskami zaznaczono jej średnią pozycję współcześnie. Strzałki pokazują główne kierunki wiatrów (opracowanie autora na podstawie / by the author on the basis of: Haug et al. 2001; Dhar, Nandargi 2003; Bookhagen et al. 2005; Fleitmann et al. 2007).

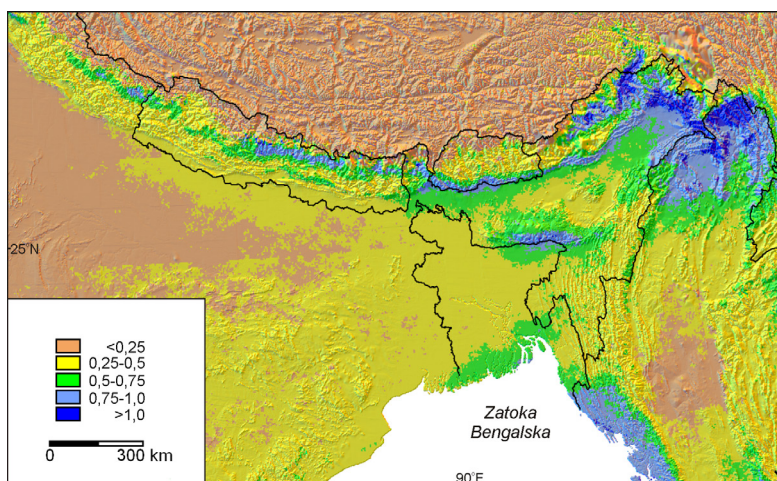
Scheme of the monsoon circulation over South Asia during summer season. Dotted line indicates an average position of Intertropical Convergence Zone in the early Holocene, dashed line indicates its average present-day position. Arrows show main directions of winds

Regionalne zróżnicowanie dróg prądów powietrza, którymi latem dociera wilgotne powietrze nad Południową Azję, bliskość położenia ciepłych wód Zatoki Bengalskiej i brak większych barier na drodze IML powoduje, że NE Indie otrzymują w ciągu roku najwyższe opady w całej Azji Południowej i jedne z najwyższych na świecie (ryc. 3). Szczególnie jest to widoczne na Wyżynie Meghalaya (11 000 mm w Cherrapunji; Starkel, Singh 2004; Murata i in. 2007) oraz w brzeżnej strefie Bhutańskich Himalajów (powyżej 4000 mm; Soja, Starkel 2007; Starkel i in. 2008). Analiza składu izotopowego wody opadowej w NE Indiach wykazała, że jej głównym źródłem jest para wodna transportowana z nad Zatoki Bengalskiej (Breitenbach i in. 2010). Ponad 80% opadów jest tutaj skoncentrowane w porze letniego monsunu. Co najmniej raz w roku na południowym skłonie Wyżyny Meghalaya i brzegu Himalajów notowane są opady ekstremalne (osiągające 90 percentyl; ryc. 4). Potwierdza to również analiza wieloletnich dobowych sum opadu ze stacji w Cherrapunji (Prokop 2007). Tego typu ulewy o dużych natężeniach są przyczyną licznych osuwisk w górach i powodzi błyskawicznych (ang. *flash floods*) na ich przedpolach. Natomiast opady rozlewne występują w NE Indiach, kiedy bruzda niskiego ciśnienia, która zwykle przebiega na osi Delhi (28°35'N, 77°12'E) – Kalkuta (22°32'N, 88°20'E), przesuwa się w kierunku północnym blisko podnóży Himalajów (Dhar, Nandargi 2003). Zjawisko to nazywane „przełamaniami monsunu” występuje najczęściej w lipcu i sierpniu. Zwykle



Ryc. 3. Średni opad roczny (mm) w NE Indiach w latach 1998–2009 (opracowanie autora na podstawie / by the author on the basis of: Tropical Rainfall Measuring Mission – <http://trmm.gsfc.nasa.gov/> i Bookhagen 2013)

Mean annual rainfall (mm) in NE India for the years 1998–2009

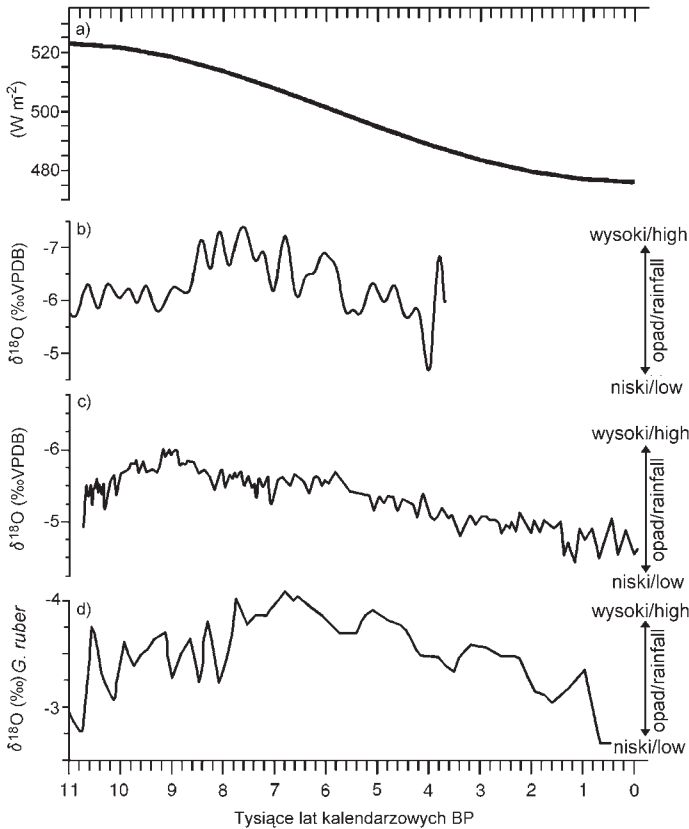


Ryc. 4. Średnia roczna częstość opadów osiągających 90 percentyl (ekstremalnych) w NE Indiach w latach 1998–2009 (opracowanie autora na podstawie / by the author on the basis of: *Tropical Rainfall Measuring Mission* – <http://trmm.gsfc.nasa.gov/> i Bookhagen 2013)

<0,25 – rzadziej niż raz na 4 lata, 0,25-0,5 – raz na 4-2 lat, 0,5-0,75 – raz na 2-1,3 lat, 0,75-1,0 – raz na 1,3-1 roku, >1 – częściej niż raz w roku

Mean annual rainfall frequency of 90th percentile (extreme) in NE India for the years 1998–2009

<0.25 – less often than once per 4 years, 0.25-0.5 – every 4-2 years, 0.5-0.75 – every 2-1.3 years, 0.75-1.0 – every 1.3-1 year, >1 – more often than once per year



Ryc. 5. Zapis zmian zawartości stabilnego izotopu $\delta^{18}\text{O}$ w osadach NE Indii na tle zmian natężenia promieniowania słonecznego w holocenie (por. ryc. 1) a – natężenie promieniowania słonecznego na 30°N w sezonie monsunowym (czerwiec-wrzesień, Berger, Loutre 1991); b – zawartość $\delta^{18}\text{O}$ w stalaktycie z jaskini Mawmluh ($25^\circ15'\text{N}$, $91^\circ43'\text{E}$, 1300 m n.p.m., Berkelhammer i in. 2012); c – zawartość $\delta^{18}\text{O}$ w stalaktycie z jaskini Krem Umsynrang ($25^\circ13'\text{N}$, $92^\circ21'\text{E}$, 825 m n.p.m., Breitenbach 2009); d – zawartość $\delta^{18}\text{O}$ w otwornicach *Globigerina ruber* w Zatoce Bengalskiej (dane pośrednie wysokości opadu i natężenia przepływu Gangesu i Brahmaputry, Kudrass i in. 2001)

Holocene stable isotope $\delta^{18}\text{O}$ time series of sediments from NE India at the background of insolation (cf. Fig. 1)

a – summer monsoon (June-September) insolation at 30°N (Berger, Loutre 1991); b – stalactite from Mawmluh cave ($25^\circ15'\text{N}$, $91^\circ43'\text{E}$, 1300 m a.s.l., Berkelhammer et al. 2012); c – stalactite from Krem Umsynrang cave ($25^\circ13'\text{N}$, $92^\circ21'\text{E}$, 825 m a.s.l., Breitenbach 2009); d – content of $\delta^{18}\text{O}$ in *Globigerina ruber* from northern Bay of Bengal (proxy data of rainfall and Ganga-Brahmaputra discharge, Kudrass et al. 2001)

opady trwają 3–4 dni, ale czasem zdarzają się ulewy 6–7-dniowe. Ciągłe opady, obejmujące duże obszary, przyczyniają się do powszechnego spływu powierzchniowego, wzmożonego spływu śródpokrywowego, upłynnienia lub uplastycznienia pokryw zwietrzelinowych oraz powodzi. Zimy w NE Indiach są suche, natomiast w porach przejściowych (przedmonsunowej od marca do maja i pomonsunowej od października do grudnia) często występują opady związane z cyklonami tropikalnymi przemieszczającymi się z południa Zatoki Bengalskiej w kierunku wybrzeży Bangladeszu (Singh i in. 2011).

Czynniki wpływające na zmiany klimatu monsunowego w NE Indiach w holocenie

Cyrkulacja monsunowa wykazuje zmienność w skalach czasowych od tysięcy, poprzez setki i dziesiątki lat, aż po zmiany roczne i sezonowe. Studia nad rekonstrukcją cyrkulacji monsunowej pokazują, że w dłuższym okresie, rzędu dziesiątek tysięcy lat IML słabnie w czasie glacjałów, a jest silniejszy w czasie interglacjałów. Odwrotną zależność wykazuje IMZ (Ramesh i in. 2010).

Zmiany natężenia promieniowania słonecznego związane z precesją osi ziemskiej (cykl Milankovica o okresie ok. 23 000 lat), uważa się za główny czynnik wpływający na cyrkulację monsunową w skali czasowej tysiącleci. Natężenie promieniowania słonecznego docierające na półkulę północną było na początku holocenu o 8% większe w porównaniu do notowanego obecnie (Berger, Loutre 1991; ryc. 5). Większa dostawa energii słonecznej na półkuli północnej pozwalała na przemieszczanie się MSZ bardziej na północ (odpowiednik współczesnej pozycji MSZ w czasie „przełamania monsunu”). W efekcie powodowało to silniejszy IML w postaci dłuższego sezonu opadowego, wyższych sum opadów i większego odpływu (Haug i in. 2001; Fleitmann i in. 2003). Stopniowy spadek dostawy energii słonecznej w środkowym i późnym holocenie, spowodował przesunięcie bardziej na południe średniej pozycji MSZ, które koresponduje z osłabieniem IML (Wang i in. 2005; Fleitmann i in. 2007).

W skali czasowej setek i dziesiątek lat zmienność IML jest zdominowana przez wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną, która nakłada się na wspomniany trend spadku dostawy energii słonecznej (Krishna Kumar i in. 1999; Dash i in. 2005). W tym przypadku zasięg i szybkość przemieszczania się MSZ w głąb kontynentu azjatyckiego, częściowo determinuje długość zalegania pokrywy śnieżnej w Azji Środkowej i na Wyżynie Tybetańskiej oraz zasięg rozbudowy i szybkość zanikania Wyżu Azjatyckiego (Gadgil 2003). Długie zimy z grubą pokrywą śnieżną w Eurazji, korelują się więc z latami suchymi w Indiach, kiedy nadejście IML jest opóźnione (Dash i in. 2005).

Pośrednie dane o opadach i obserwacje instrumentalne wskazują na częsty związek między osłabieniem IML i pojawianiem się zjawiska El Niño. Zdarzenia El Niño charakteryzuje podwyższenie temperatury powierzchni Oceanu Spokojnego, powodujące przesunięcie położenia MSZ bardziej na południe i w efekcie niższe opady monsunowe na Półwyspie Indyjskim (Webster i in. 1998). Wpływ El Niño wyraźniej zaznacza się w pośrednich danych o opadach w NE Indiach już w początkach późnego holocenu (Breitenbach 2009).

Dodatkowym czynnikiem mogącym wpływać na cyrkulację monsunową w skali setek lat jest Dipol Indyjskiego Oceanu (DIO). Zjawisko to charakteryzuje się anomaliami temperatur powierzchni Oceanu Indyjskiego między jego zachodnią i wschodnią częścią (Saji i in. 1999). W tzw. fazie dodatniej, wyższa niż zazwyczaj temperatura powierzchni wód i wyższe opady występują w zachodniej części Oceanu Indyjskiego. Pojawia się wtedy tendencja do występowania susz w NE Indiach, Bangladeszu, Indonezji a nawet Australii (Wang i in. 2005; Abram i in. 2007). W fazie ujemnej mamy do czynienia ze zjawiskiem odwrotnym do opisanego wcześniej (Saji i in. 1999). DIO nie jest zjawiskiem cyklicznym. W czasie ostatnich 150 lat wystąpienie DIO w fazie dodatniej korelowało się czasem ze zjawiskiem El Niño, dodatkowo osłabiając IML we NE Indiach (Abram i in. 2007; Saji i in. 1999).

Zmiany klimatu monsunowego w holocenie w NE Indiach

Pośrednie dane w postaci zawartości izotopu $\delta^{18}\text{O}$ z osadów otwornic *Globigerina bulloides* z Morza Arabskiego (Gupta i in. 2003), w naciekach jaskiniowych w Omanie (Fleitmann i in. 2003) skorelowane z danymi z osadów jeziornych (Gasse i in. 1991) i czasem tworzenia się torfowisk w Tybecie (Hong i in. 2003) wskazują, że wczesny holocen w Indiach był okresem cieplejszym i wilgotniejszym niż obecnie. Rzeki w dorzeczu Indusu niosły większe ilości wody (Bryson, Swain 1981). Poziom wody w jeziorach NW Indii początkowo wahał się by osiągnąć maksimum wskutek wyższych opadów między 6200 a 5000 lat BP (Enzel i in. 1999; Prasad, Enzel 2006). Opóźnienie maksimum opadów w stosunku do maksimum insolacji na początku holocenu, wynikało z osłabienia IML wskutek obniżenia temperatury powietrza przez zalegające resztki pokrywy lodowej na północy kontynentu Euroazjatyckiego (Prell, Kutzbach 1992; Gupta i in. 2003).

Podobny trend opadów widoczny jest w zawartości izotopów $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ oraz w przyrostach kalcytu w stalagmitach z jaskiń Krem Umsynrang ($25^{\circ}13'\text{N}$, $92^{\circ}21'\text{E}$, 825 m n.p.m.) i Mawmluh koło Cherrapunji ($25^{\circ}15'\text{N}$, $91^{\circ}43'\text{E}$, 1300 m n.p.m.) na Wyżynie Meghalaya (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Berkelhammer i in. 2012). Analiza stalagmitów pokazuje, że wczesny holocen charakteryzowała duża intensywność IML, przejawiająca

się wysokimi opadami latem oraz wilgotnymi zimami. Również analiza osadów delty Gangesu i Brahmaputry wskazuje na zwiększony transport zawiesiny przez rzeki w NE Indiach, który osiągnął maksimum między 8000 a 6500 BP i był dwukrotnie większy niż obecnie (Goodbred, Kuehl 2000; Kudrass i in. 2001; Chauhan 2003).

W kolejnych tysiącletniach następował stopniowy spadek aktywności IML, związany ze spadkiem insolacji. Dane pośrednie z Półwyspu Indyjskiego wraz z przyległymi obszarami morskimi, wskazują na słabnięcie IML, prowadzące do zapoczątkowania fazy suchej ok. 5000–4000 BP. Trwała tendencja do spadku poziomu jezior w NW części Półwyspu Indyjskiego rozpoczęła się ok. 5000 BP (Prasad, Enzel 2006). N.R. Phadtare (2000) wskazuje początek okresu suchego na 4000–3500 BP, na podstawie analizy pyłkowej torfowisk w Zachodnich Himalajach, podczas gdy w osadach morskich północnej części Morza Arabskiego jest ono widoczne ok. 4200 BP (Staubwasser i in. 2003). Na Nizinie Gangesu dane palinologiczne wskazują początek fazy suchej na 5000 BP (Sharma i in. 2004). W bliskim otoczeniu Zatoki Bengalskiej faza sucha przypadała między 5000 a 4300 BP, ale nie była ona tak wyraźna jak we wcześniejszych wspomnianych regionach Indii (Chauhan 2003; Bhattacharyya i in. 2011).

Na Wyżynie Meghalaya już ok. 6000 BP wzrastają wartości izotopu $\delta^{18}\text{O}$ w stalagmitach, co odpowiada stopniowemu słabnięciu IML (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Berkelhammer i in. 2012). Na ten sam okres przypada również wyraźny spadek transportu zawiesiny przez Ganges i Brahmaputrę (Goodbred, Kuehl 2000; Kudrass i in. 2001). Począwszy od 4500 BP przyrosty kalcytu i po części zawartość izotopu $\delta^{18}\text{O}$ w stalagmicie z jaskini Krem Umsynrang w Meghalaya wykazują cykliczność 3–6 letnią, charakterystyczną dla pojawiania się El Niño (Breitenbach 2009).

Szczegółowa analiza stalagmitu z jaskini Krem Umsynrang w Meghalaya za ostatnie 3000 lat dowodzi osłabienia IML w NE Indiach z minimum aktywności w całym holocenie (Breitenbach 2009). Okres 3000 BC – 500 AD charakteryzowały nieco wyższe opady w porównaniu do czasów współczesnych, z małymi wahaniami rocznymi. Tendencja do wyraźnego spadku opadów zaznaczyła się między 500 AD i 820 AD.

Okres 820–1540 AD był najwilgotniejszy w ostatnich 1500 latach w NE Indiach. Charakteryzowała go równocześnie większa zmienność opadów w porównaniu do poprzedniego okresu. Bardziej wilgotny klimat dość wyraźnie koresponduje ze średniowiecznym optimum klimatycznym, przypadającym na świecie na lata 900–1300 AD (Wanner i in. 2008). Ślady optimum znaleziono też w osadach jeziornych umiarkowanego (Chauhan, Sharma 1996) i alpejskiego piętra Sikkimskich Himalajów w okresie 700–1200 AD (Sharma, Chauhan 2001) oraz w piętrze alpejskim w Arunachal Pradesh

we Wschodnich Himalajach w okresie 985–1400 AD (Bhattacharyya i in. 2007; por. ryc. 1) a także w stalagmicie z jaskini Dandak (19°00'N, 82°00'E) w środkowych Indiach 940–1340 AD (Sinha i in. 2007). Charakterystyczne jest w NE Indiach nałożenie się ostatnich 250 lat optimum klimatycznego z wysokimi opadami na początek okresu Małej Epoki Lodowej (MEL), która na świecie przypada na lata 1300–1850 (Wanner i in. 2008).

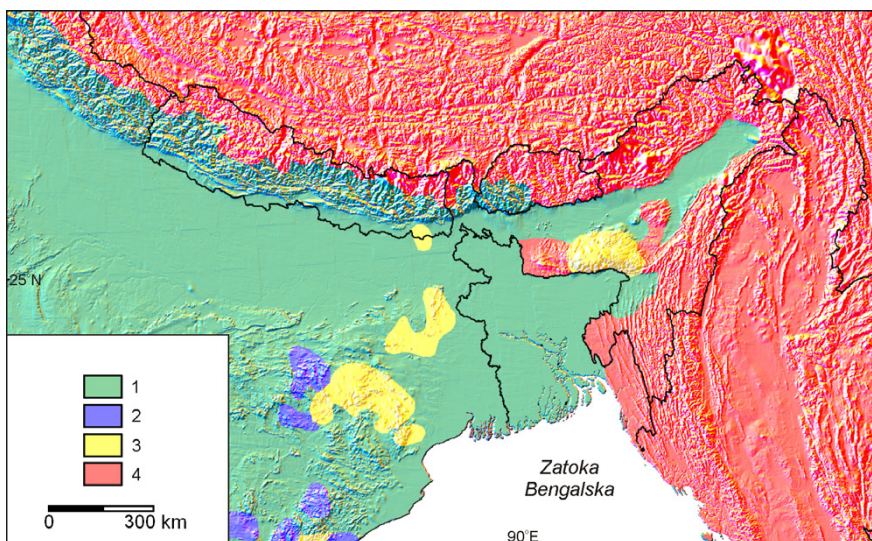
Okres 1540–2000 AD charakteryzuje ponownie suchy klimat z małą zmiennością opadów. To osłabienie aktywności IML jest dobrze skorelowane z najnowszymi danymi za ostatnie 600 lat ze stalagmitu z jaskini Wah Shikar na Wyżynie Meghalaya (25°15'N, 91°52'E, 600 m n p m.; Sinha i in. 2011). Suche warunki panowały zwłaszcza w późnej MEL, między 1550 AD a 1670 AD. Osuszenie klimatu odzwierciedla się również w danych zawartości izotopu $\delta^{18}\text{O}$ ze stalagmitu z jaskini Dandak (Sinha i in. 2007), w osadach jeziornych alpejskiego piętra Wschodnich Himalajów po 1400 AD (Bhattacharyya i in. 2007), osadach jeziornych w dolinie Brahmaputry po 1300 AD (Dixie, Bera 2011) i osadach z jeziora Demagiri (22°52'N, 92°28'E) w Mizoramie (Chauhan, Mandaokar 2006), a także w przyrostach pierścieni drzew w centralnej części Myanmaru (23°20'N, 96°20'E) w ostatnich 400 latach (D'Arrigo i in. 2011; por. ryc. 1).

Interesujące jest, że wspomniany okres suchy w NE Indiach przypada na wyraźne zwiększenie zasięgu lodowców na Wyżynie Tybetańskiej (Yang i in. 2008). Choć dane palinologiczne sugerują wpływ MEL w piętrze alpejskim Wschodnich Himalajów (powyżej 4000 m n.p.m.) – Sikkim (Sharma, Chauhan 2001) i Arunachal Pradesh (Bhattacharyya i in. 2007), to jednak nie widać efektu MEL w przyrostach słoju drzew w piętrze umiarkowanym Wschodnich Himalajów (Sharma, Chauhan 1999; Bhattacharyya, Chaudary 2003) oraz Zachodnich Himalajów (Borgaonkar i in. 1994, 1996; Yadav i in. 1999). Wynika z tego, że MEL nie była znaczącym zdarzeniem klimatycznym, zwłaszcza we Wschodnich Himalajach, tak jak to było np. w Tybecie. Lata 1670–1840 AD były w NE Indiach nieco wilgotniejsze niż obecnie, podczas gdy ostatnie 150-lecie było ponownie stosunkowo suche i bez zauważalnych trendów opadu w danych instrumentalnych (Prokop, Walanus 2003; Jain i in. 2012).

2.2. KOLONIZACJA NE INDII W PÓŹNYM HOLOCENIE

Współczesna struktura etniczna i językowa NE Indii

NE Indie otoczone na północy przez Himalaje, a na południu przez Zatokę Bengalską, stanowiły od tysięcy lat naturalny korytarz dla migracji ludności między Półwyspem Indyjskim a Wschodnią i Południowo-Wschodnią Azją (Cann 2001). Widoczne jest to w zróżnicowanej współczesnej strukturze językowej i etnicznej tego regionu, odmiennej od spotykanej na subkontynencie indyjskim.



Ryc. 6. Współczesna struktura etniczno-językowa NE Indii (opracowanie autora na podstawie / by author on the basis of: Bellwood 2005)

Rodziny językowe: 1 – indoeuropejskie, 2 – drawidyjskie 3 – austroazjatyckie, 4 – tybeto-birmańskie

The present-day ethno-language structure of NE India

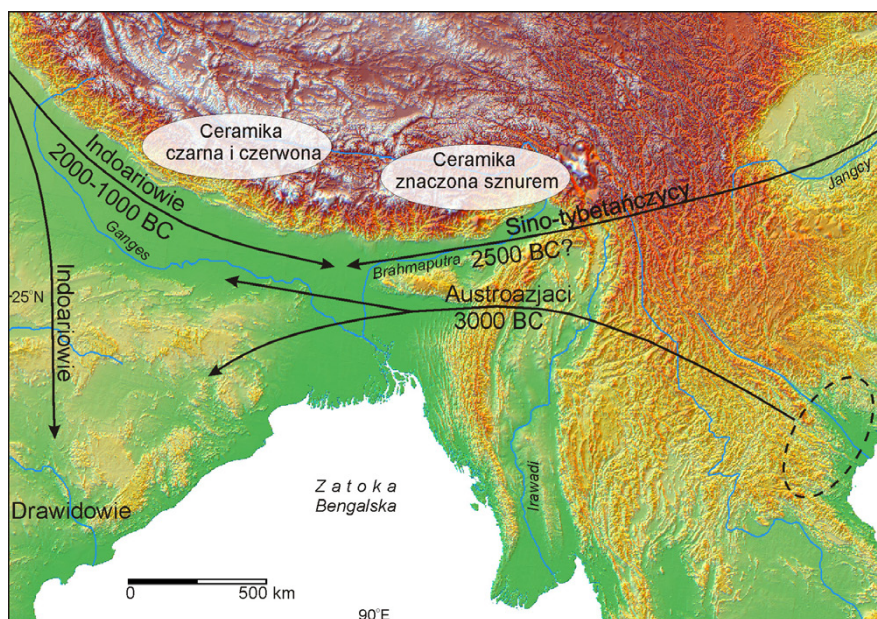
Language families: 1 – Indo-European, 2 – Drawidan, 3 – Austro-Asiatic, 4 – Tibeto-Burman

Obecnie NE Indie zasiedlone są przez ludność używającą języków należących do trzech głównych rodzin językowych Azji (Ruhlen 1991; ryc. 6). Tereny gór wraz z zachodnią częścią Wyżyny Meghalaya zamieszkuje ludność używająca języka tybeto-birmańskiego, należącego do chińsko-tybetańskiej rodziny językowej. Centralną i wschodnią część wyżyny zamieszkuje ludność Khasi. Posługuje się ona językiem mon-khmerskim, należącym do austroazjatyckiej rodziny językowej. W widłach Gangesu i Brahmaputry, można obecnie spotkać tylko izolowane grupy ludności posługujące się językami rodziny austroazjatyckiej, które dawniej dominowały na tym terenie. Nizinę Gangesu wraz z doliną Brahmaputry i Niziną Bengalską zamieszkuje ludność posługująca się językami indoeuropejskimi. Wszystkie omawiane grupy ludności pojawiły się w Indiach w neolicie, wypierając dawne kultury

łowiecko-zbierackie i wprowadzając rolnictwo wypaleniskowe, a następnie osiadłą uprawę roślin i hodowlę zwierząt (Misra 2001; Sharma 2003; Hazarika 2006).

Migracje ludności w okresie neolitu na obszarze NE Indii

Rekonstrukcja zmian, jakich człowiek dokonał w środowisku przyrodniczym NE Indii, jest bardzo trudna, ze względu na skąpy materiał archeologiczny, co po części wynika z trudności prowadzenia prac wykopaliskowych w zalesionym obszarze gór z wysokimi opadami. Badania lingwistyczne, a ostatnio genetyczne, mają istotny wkład w odtworzenie kierunków napływu ludności na badany teren.



Ryc. 7. Migracje ludności w neolicie, które dały początek przekształceniom środowiska przyrodniczego i współczesnej strukturze etniczno-językowej NE Indii (opracowanie autora na podstawie / by author on the basis of: Allchin, Allchin 1982; Driem 1998; Bellwood 2005)

Neolithic migrations that initiated environmental changes and present-day ethno-language structure of NE India

Okolo 3000 BC, pojawiła się u granic NW Indii chalkolityczna (wczesna epoka brązu) ludność Ariów, używająca języka indoeuropejskiego. Była ona spadkobierczynią tradycji kulturowej miast z doliny Indusu (m.in. Mehrgrah, Harappa i Mohendžo-Daro), rozwijających się w okresie 7000 BC–1000 BC (Jarrige i in. 2005; Madella, Fuller 2006). Ariowie rozpoczęli wędrówkę w kierunku Niziny Gangesu, przynosząc ceramikę barwioną ochrą, wyroby z miedzi, uprawę jęczmienia i pszenicy, udomowione bydło, owce i kozy

(Allchin, Allchin 1982; Misra 2002). Wraz z dalszym przemieszczaniem się na wschód, pojawiło się wytwarzanie ceramiki czarnej i czerwonej przy użyciu koła garncarskiego oraz produkcja narzędzi z brązu. Ariowie osiągnąwszy dolną część Niziny Gangesu i dzisiejszy Zachodni Bengal ok. 1000 BC (Chakrabarti 1993), zastali już osiedlonych tam rolników posługujących się językiem austroazjatyckim (ryc. 7).

Badania lingwistyczne i genetyczne mieszkańców gór i wyżyn NE Indii (Langstieh 2004; Reddy i in. 2007), a także znalezione artefakty wczesno-neolitycznej kultury Hoa Binh, wskazują na zasiedlenie tego terenu przez ludność przybyłą z obszarów położonych na wschód od NE Indii (Hazarika 2006). Prawdopodobnie ok. 3000 BC przybyła migrując z południowych Chin (Prowincja Yunnan) lub Azji Południowo-Wschodniej, poprzez góry na pograniczu z Chinami i Myanmarem, ludność austroazjatyckiej rodziny językowej (Bellwood 2005). Zasiedliła ona NE Indie aż po środkową część Niziny Gangesu. Niedługo po nich przybyli, prawdopodobnie z rejonu Syczuanu w Chinach, przedstawiciele chińsko-tybetańskiej rodziny językowej (Driem 1998). Obie grupy przyniosły ze sobą umiejętność wytwarzania gładzonych narzędzi kamiennych, ceramiki znaczonej sznurem i uprawy ryżu, udomowionego nad środkową Jangcy ok. 6000 BC (Bellwood 2005). Koncentracja narzędzi kamiennych wykonanych z miejscowych skał – bazaltu i dolerytu na Wyżynie Meghalaya (IAR 1966–1967, 1967–1968, 1979–1980), na wzgórzach, z dala od dużych rzek, wskazuje, że ludność przybyła w neolicie praktykowała rolnictwo wypaleniskowe, które do dziś jest najpowszechniejszą formą użytkowania terenu w górach i na wyżynach.

Epoka żelaza w Indiach

Dotychczasowe badania na stanowiskach archeologicznych doprowadziły do ukształtowania się dwóch teorii na temat rozwoju epoki żelaza w Indiach. Według pierwszej z nich technologia wytopu żelaza dotarła do północno-zachodnich peryferii Półwyspu Indyjskiego ok. 1300 BC, wraz z jedną z fal migracyjnych ludności indoeuropejskiej i rozprzestrzeniła się na wschód, osiągając ujście Gangesu i Brahmaputry ok. 700 BC. Teorię tą wspierają datowania radiowęglowe na stanowiskach produkcji metalurgicznej w źródłowej części Indusu i środkowej części Niziny Gangesu, towarzysząca znaleziskom ceramika malowana szara oraz opisy zawarte w księgach Rygwedy, pochodzących z drugiego tysiąclecia BC (Allchin, Allchin 1982; Gadgil i in. 1997). Druga z teorii, zakłada niezależne powstanie ośrodków przetwórstwa żelaza w samych Indiach (Chakrabarti 1976, 1992). Podstawy do jej sformułowania dały datowania radiowęglowe żużli żelazistych i narzędzi, dokumentujące znacznie starsze początki wytopu żelaza – ok. 1400–200 BC w południowych Indiach (Deo 1991) oraz 1800–900 BC nad środkowym Gangesem (Tewari 2003).

Wprowadzenie metalowych narzędzi przyspieszyło wycinanie lasów i znacznie ułatwiło ekspansję rolnictwa. W dolnej części Niziny Gangesu, na cięższych glebach, uprawy ryżu siewnego i roślin strączkowych są widoczne w spektrach pyłkowych już w epoce brązu (Ghosh i in. 2006). Tam też w epoce żelaza, przez długi czas tradycje kulturowe indoeuropejczyków i austroazjatów przenikały się wzajemnie. Jest to widoczne na większości stanowisk archeologicznych z okresu 2000 BC, gdzie w tych samych warstwach wspólnie występują ziarna zbóż typowe dla zachodu i wschodu Indii oraz ceramika malowana ochrą i znaczone sznurem (Sahi 2004-5). Proces wzajemnego współistnienia dobiegł końca wraz z rozwojem miast i formowaniem się pierwszych imperiów w środkowych Indiach m.in., dynastii Maurjów (321–165 BC) oraz okresu przejściowego do kolejnej wielkiej dynastii Guptów (300–500 AD). Powstanie nowych państw spowodowało wyparcie ludności austroazjatyckiej z obszaru dolnego Gangesu do NE Indii, gdzie kontynuowała ona własną etnolingwistyczną tradycję. Pomimo tej migracji, nie znaleziono jak dotąd dowodów na istnienie kultur epoki brązu i żelaza w NE Indiach, tak istotnych dla przekształceń środowiska przyrodniczego zachodnich i centralnych Indii. W dolinie Brahmaputry, podobnie jak w otaczających ją górach, dominowało w tym czasie rolnictwo wypaleniskowe. Karczowanie lasu na tym terenie, związane z rolnictwem osiadłym, przybrało na sile dopiero na przełomie pierwszego i drugiego tysiąclecia naszej ery (Bhattacharyya i in. 2011; Dixie, Bera 2011).

Okres historyczny w NE Indiach

We wczesnym średniowieczu tereny na wschód od dolnego Gangesu i Brahmaputry znajdowały się na uboczu rozwijającej się cywilizacji indyjskiej. W tym czasie ok. 350 AD–1140 AD wykształciło się pierwsze historyczne Królestwo Kamarupa, obejmujące m.in. tereny NE Indii (Choudhury 1966). Jedynie obszary dzisiejszego Bhutanu i Sikkimu były autonomiczne lub znajdowały się pod wpływem władców Tybetu. Inskrypcje na zdobionych miedzianych talerzach z 700–1000 AD (Ludden 2003), relacje ówczesnego chińskiego mnicha podróżnika Yuan Chwang (Watter 1904) oraz teksty świętej księgi hinduizmu *Kalika Purana* (Choudhury 1966), wspominają o terenach porośniętych lasem wokół Wyżyny Meghalaya i ich stopniowym zasiedlaniu. Nizina Gangesu była już wtedy największym centrum produkcji zbóż na świecie, natomiast w dolinie Brahmaputry udział gruntów ornych był znacznie mniejszy (Pongratz i in. 2008). Królestwo Kamarupa przetrwało do 1140 AD, kiedy kolejna fala ludności napływowej z południowych Chin opanowała dolinę Brahmaputry, ustanawiając dynastyczne Królestwo Ahomów (1228–1826). Kroniki historyczne Ahomów (*Buranji*) z XVI w. opisują ich kontakty z ludnością zamieszkującą dzisiejszą Wyżynę Meghalaya (Acharyya 1966).

Zajęcie Bengaluru przez Brytyjczyków w 1765 r., zapoczątkowało okres stopniowego włączania terenów NE Indii w skład posiadłości Kompanii Wschodnioindyjskiej. Proces ten rozpoczął się od opanowania doliny Brahmaputry wraz z Wyżyną Meghalaya w 1826 r., a zakończył podpisaniem układu z Tybetem w 1914, wyznaczającym północną i wschodnią granicę stanu Arunachal Pradesh.

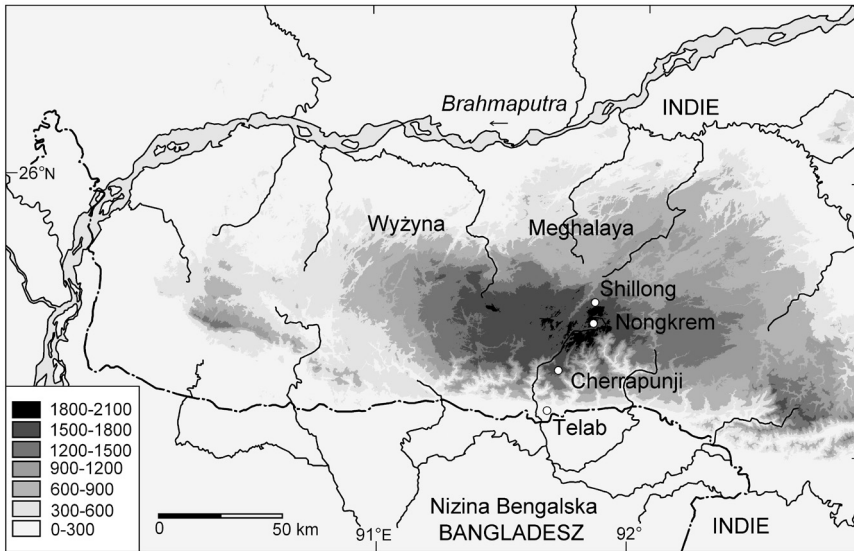
Wprowadzenie gospodarki kolonialnej spowodowało duże zmiany w środowisku przyrodniczym. Od połowy XIX w. Himalaje i ich bliskie przedpole doświadczyły największego wylesiania związanego z rozwojem rolnictwa, osadnictwa i budowy szlaków komunikacyjnych w całej historii zamieszkania ich przez człowieka. Nowe rozwiązania prawne uregulowały problem własności ziemskiej, ograniczyły rolę rolnictwa wypaleniskowego i wprowadziły podatek rolny. Pojawiły się nowe uprawy w postaci licznych plantacji herbaty w Asamie, Dardżylińskich Himalajach i na przedpolu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów oraz ziemniaka na Wyżynie Meghalaya. Równocześnie leśnictwo stało się, obok rolnictwa, jedną z głównych gałęzi gospodarki. Sprzyjał temu największy udział terenów porośniętych lasem w Indiach.

Początkowo cały teren NE Indii należał do jednostki administracyjnej Bengaluru, a następnie od 1912 r. Asamu, ze stolicą w Shillongu. Po uzyskaniu przez Indie niepodległości w 1947 r. poszczególne terytoria zgłosiły akces do tworzonego nowego państwa w drodze referendum. Najpóźniej, bo w 1975 r., zrobił to Sikkim. W ostatnich kilkudziesięciu latach nastąpił ponowny podział dawnej, dużej prowincji Asam, na siedem mniejszych stanów. Granice stanów wyznaczono w oparciu o różnicowanie etniczne i językowe ich mieszkańców (por. ryc. 1).

2.3. ROZPOZNANIE WSPÓŁCZESNEGO ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO ŚRODKOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY MEGHALAYA I PIEDMONTU SIKKIMSKO-BHUTAŃSKICH HIMALAJÓW

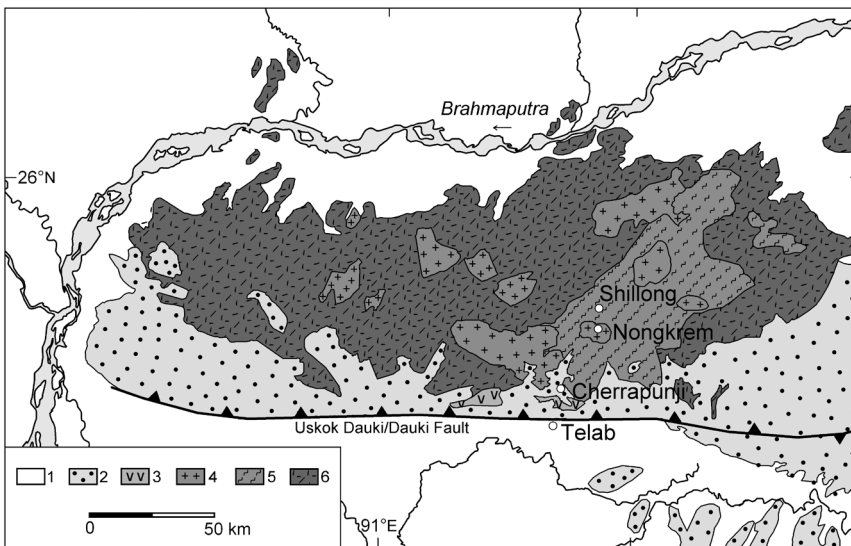
Środowisko przyrodnicze środkowej części Wyżyny Meghalaya

Zrąb tektoniczny Wyżyny Meghalaya jest północno-wschodnim przedłużeniem tarczy Półwyspu Indyjskiego, oddzielonym doliną Brahmaputry od Himalajów na północy i uskokiem Dauki od Niziny Bengalskiej na południu (Evans 1964; ryc. 8). Trzon wyżyny o charakterze płaskowyżu i średniej wysokości 1500 m n.p.m., budują prekambryjskie kwarcyty i gnejsy, w które wdarły się intruzje granitowe (Mazumdar 1986; Ghosh i in. 2005; ryc. 9). Południowa krawędź wyżyny przykryta została w kredzie i paleogenie zalegającymi niemal poziomo piaskowcami z wkładkami węgla, przechodzącymi na południu w litoralną facę wapieni. Główna faza podnoszenia wyżyny rozpoczęła się ok. 14–15 mln lat temu w tempie 0,4–0,53 mm rok⁻¹ (Biswas i in. 2007; Clark, Bilham 2008). Podnoszenie zrębu wyżyny, kontynuowane jest do dziś, o czym świadczą m.in. liczne trzęsienia ziemi (Bilham, England 2001).



Ryc. 8. Położenie Wyżyny Meghalaya i miejsc szczegółowych badań (wysokości w m n.p.m.)

Location of the Meghalaya Plateau and areas of detailed studies (elevations in m a.s.l.)



Ryc. 9. Budowa geologiczna Wyżyny Meghalaya (opracowanie autora na podstawie / by the autor on the basis of : GSI 1974; Mazumdar 1986)

- 1 – aluwia (czwartorzęd), 2 – piaskowce i wapienie (kreda-paleogen), 3 – bazalty – (jura), 4 – granity (proterozoik), 5 – kwarcyty grupy Shillongu (proterozoik), 6 – kompleks gnejsów – (archaik)

Geology of the Meghalaya Plateau

- 1 – alluvia (Quaternary), 2 – sandstones and limestones (Cretaceous-Paleogene), 3 – basalts (Jurassic), 4 – granites (Proterozoic), 5 – quartzites of the Shillong Group (Proterozoic), 6 – Gneissic Complex (Archaean)

Litologiczne kontrasty i aktywność tektoniczna wpływają na energię rzeźby płaskowyżu. Środkowa część wyżyny ma dojrzałą falisto-pagórkowatą rzeźbę o wysokościach względnych 50–150 m. Południowa krawędź wyżyny jest rozcięta, wskutek stałego obniżania bazy wzdłuż uskoku Dauki, głębokimi na 1000 m kanionami. Izolowane płyty wyżynne o pagórkowatej rzeźbie, rozcięte są płytkimi, płaskodennymi dolinami. Ich wyloty kończą się wodospadami o wysokości 200–400 m, cofanymi stopniowo w górę biegu rzek na drodze erozji wstecznej (Starkel 1989, 1996).

Według klasyfikacji Köppena, podnóże południowego skłonu wyżyny znajduje się w klimacie tropikalnym monsunowym, z suchą zimą typu Am, natomiast wyższe partie w klimacie wilgotnym umiarkowanym, z suchą zimą typu Cwb (Cherrapunji i Shillong). Średnie roczne temperatury zmieniają się od 24°C u podnóży wyżyny do 14°C, na wysokości prawie 2000 m n.p.m.

Położenie wyżyny na drodze IML silnie modyfikuje przestrzenny rozkład opadów. Południowy skłon płaskowyżu w centralnej części, gdzie krawędź wyżyny jest podniesiona najwyżej do 1200–1400 m n.p.m., otrzymuje bardzo wysokie opady. Rosną one od 6000 mm u podnóży do 12 000 mm rocznie w Cherrapunji na powierzchni płaskowyżu. Wraz z oddalaniem się od południowej krawędzi wyżyny opad szybko maleje do 2400 mm rocznie w Shillongu (Prokop, Walanus 2003; Starkel, Singh 2004; Soja, Starkel 2007). W poszczególnych latach wysokość opadu oscyluje wokół średniej wieloletniej (współczynnik zmienności 15–22%). W okresie 1901–2000 zdarzały się natomiast pojedyncze lata z wyjątkowo wysokimi lub niskimi opadami, odpowiednio: 22 760 mm w 1974 r. i 6800 mm w 1962 r. w Cherrapunji, 3490 mm w 1988 r. i 1430 mm w 1958 r. w Shillongu (Prokop 2007). Każdego roku w Cherrapunji dobowe opady przekraczają 500 mm. Rejestrowane są także serie opadów przekraczających 2000 mm w ciągu 3–4 dni.

Gleby Wyżyny Meghalaya należą do trzech grup: czerwono-żółtych zbielicowanych i czerwono-brunatnych laterytowych (*Ultisole*), szarobrunatnych zbielicowanych (*Alfisole*) oraz brunatnych kwaśnych (*Inceptisole*) (Singh 2005; *Soil Survey Staff* 2010). W naturalnych warunkach pod okrywą lasu są to gleby kwaśne o pH poniżej 5,5 i dużej (do 12%) zawartości materii organicznej w poziomie próchnicznym. Działalność człowieka związana z wylesianiem w warunkach wysokich opadów spowodowała znaczące przeobrażenia pokryw glebowych. W wielu miejscach gleby zostały pozbawione górnych poziomów. Wraz ze zbliżaniem się do południowej krawędzi wyżyny, rośnie udział obszarów o glebach zerodowanych do cokołu skalnego. Zmniejszona zdolność retencyjna płytkich pokryw stokowych powoduje, że w czasie opadów następuje gwałtowny wzrost przepływu wody w korytach rzek. Podczas tak krótkotrwałych wezbrań spływ jednostkowy w okolicach Cherrapunji osiąga nawet $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Soja i in. 2004). Gwałtowne wezbrania sprzyjają erozji bocznej, usuwaniu drobnych frakcji i odsłonięciu szerokich podłóg skalnych, ułatwiających odpływ.

Lasy stanowią główną formę pokrycia terenu na Wyżynie Meghalaya (FSI 2011). Jednak naturalne zbiorowiska lasów liściastych tropikalnych i subtropikalnych wiecznie zielonych zachowały się na wyżynie tylko w niższych położeniach i na niedostępnych zboczach kanionów (Champion, Seth 1968). Od wysokości 1000 m n.p.m. znacząco wzrasta powierzchnia zbiorowisk trawiastych.

W centralnej części wyżyny zbiorowiska traw, porastające obszary o zdegradowanych glebach, wymieszane są z nieregularnie rozrzuconymi polami uprawnymi i niewielkimi płatami lasów sosnowych. Wraz ze zbliżaniem się do południowej krawędzi wyżyny w strukturze użytkowania ziemi maleje udział pól uprawnych (Prokop 2007). Najbardziej zdegradowane gleby okolic Cherrapunji porastają zbiorowiska traw z rodzin wiechlinowatych i turzycowatych. Trawy te mają dobrze rozwinięty system korzeniowy, umożliwiający przetrwanie zarówno w okresie wysokich opadów, jak i w czasie suchej zimy, kiedy są wypalane (Kumar i in. 2008; Basumatary i in. 2012). Na obszarze traw występują pojedyncze drzewa, tworzące miejscami krajobraz przypominający sawannę z gatunkami należącymi do rodziny oliwkowatych, bukowatych i orzechowatych. Drzewa te dorastają jedynie 2–3 m wysokości, ze względu na niekorzystne warunki środowiskowe i dużą antropopresję (Yadava 1990). W obrębie zbiorowisk traw zachowały się płaty klimaksowych, subtropikalnych wiecznie zielonych lasów liściastych, będące przedmiotem kultu religijnego, tzw. święte lasy (Bor 1942; Tiwari i in. 1998). Pod względem składu gatunkowego są one zbliżone do lasów porastających trudniej dostępne dla człowieka, strome zbocza kanionów. Jest to dowód, że płaskowyz wyżyny w przeszłości był porośnięty subtropikalnym wiecznie zielonym lasem.

Opisany krajobraz pokazuje, że człowiek dokonał istotnych zmian w środowisku przyrodniczym Wyżyny Meghalaya. Przyczyny wylesienia tak dużego obszaru budziły współcześnie zainteresowanie ekologów (Mishra, Ramakrishnan 1983a,b; Ram, Ramakrishnan 1988; Khiewtam, Ramakrishnan 1993). Studia nad degradacją ekosystemów leśnych doprowadziły do sformułowania hipotezy, że główną przyczyną wylesienia i degradacji gleb w wyższych partiach Wyżyny Meghalaya, było karczowanie lasów pod tradycyjną uprawę wypaleniskową w wyniku presji wzrastającej liczby ludności. Częsty karczunek w warunkach wysokich opadów miał doprowadzić do wyjąłwienia gleby i zastąpienia lasu liściastego formacją traw (Ramakrishnan 1992).

Istotny wpływ na modyfikację tego poglądu miały badania zapoczątkowane przez L. Starkla (1972a, 1989, 1996), który opisał formy rzeźby i niektóre procesy rzeźbotwórcze, zwracając uwagę na rolę tektoniki i litologii w przekształcaniu dolin i stoków. Badania prowadzone w latach 1999–2006 wraz Departament of Geography North-Eastern Hill University pozwoliły na

stwierdzenie, że środowisko przyrodnicze rejonu Cherrapunji osiągnęło już poziom, w którym poza spływem wody i odprowadzaniem roztworów nie postępuje dalsza degradacja, jaka powinna mieć miejsce w tak ekstremalnych warunkach. Mimo wysokiego odpływu, transfer zwietrzelin jest niewielki w efekcie występowania na powierzchni stoków scementowanych bruków. Badania radioizotopowe metodą ^{137}Cs i ^{210}Pb wskazują, że erozja gleb nie przekracza $2,1 \text{ t ha rok}^{-1}$, a depozycja deluwii u podnóża porośniętych trawami stoków wynosi $1,5 \text{ mm rok}^{-1}$ (Froehlich 2004a,b,c). W tych warunkach powstał stabilny układ środowiska, obejmujący zarówno procesy charakterystyczne dla klimatu monsunowego z wysokimi opadami, jak i formowanie się pokryw żelazistych w sezonie suchym, typowe dla warunków pustynnych (Starkel, Singh 2004; Soja, Starkel 2007).

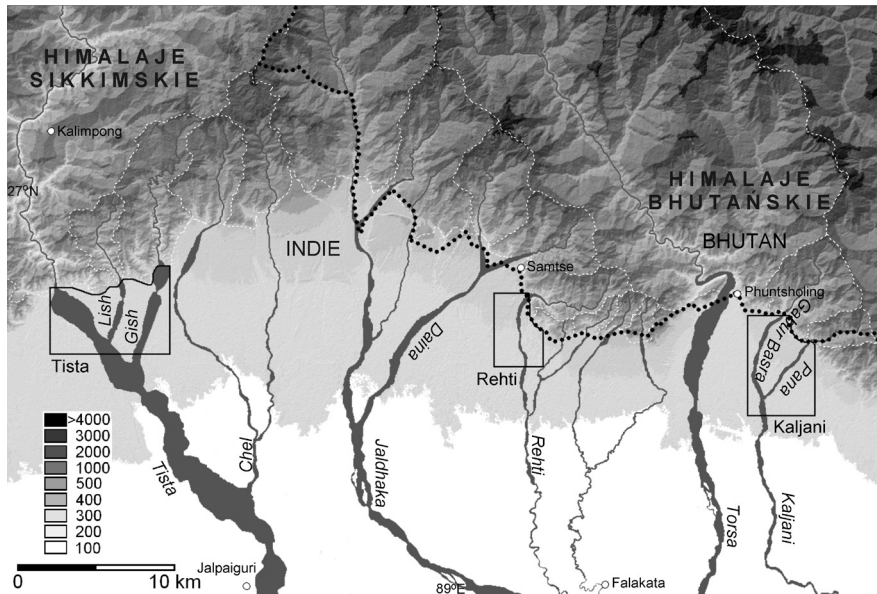
Późniejsza analiza najstarszych map, raportów i przekrojów przez wyżynę wykazała, że płaskowyż powyżej 1000 m n.p.m. był wylesiony już w początkach XIX w. (Walters 1832, Pemberton 1835). Wykazany związek między występowaniem centrów hutnictwa żelaza, a obszarami wylesionymi o zdegradowanych glebach na pagórkowatym płaskowyżu, pozwolił na sformułowanie nowej hipotezy wiążącej wylesienie wyżyny z produkcją węgla drzewnego na potrzeby wytopu żelaza (Prokop 2007). Prawdopodobnie początków tego procesu należy szukać w napływie w neolicie na teren Północno-Wschodnich Indii, ludności Khasi (austroazjatycka grupa językowa) z Azji Południowo-Wschodniej, zamieszkującej wyżynę po dzień dzisiejszy (por. ryc. 6, 7).

Środowisko przyrodnicze piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów

Współczesny obszar piedmontu budują czwartorzędowe aluwia, deponowane przez rzeki odwadniające podnoszone Himalaje (ryc. 10, 11). Charakterystyczną cechą rzeźby terenu przedpola są łagodnie nachylone stożki aluwialne. Rozciągają się one od brzegu gór na wysokości 200–500 m n.p.m. i po 15 km przechodzą w równię Gangesu i Brahmaputry na wysokości ok. 100 m n.p.m. (Nakata 1972; Chakraborty, Ghosh 2010). Budowa aluwii, wśród których znaleźć można neogeńskie utwory molasowe Siwalików oraz skały węglanowe i metamorficzne z proterozoiku, odzwierciedla budowę geologiczną Sikkimsko-Bhutańskiej części Himalajów, składającą się z kilku nasunięć (Acharyya 1980; Long i in. 2011). W centralnej części badanego obszaru, najbardziej brzeżne nasunięcie obejmujące utwory Siwalików zanika, a stroma krawędź gór cofnięta jest ku północy. Powierzchnia stożków rozcięta jest licznymi rzekami roztokowymi, tworzącymi dwie główne formy rzeźby terenu – terasy i równiny zalewowe. Względna wysokość teras nad równinami zalewowymi waha się od ok. 4 m do nawet 35 m, w zależności od wielkości rzeki. Osady równin zalewowych wykazują wyraźne zróżnicowanie frakcjonalne od gładów i żwirów u nasady stożków do piasków w odległości

5–10 km od brzegu gór. Wraz z rosnącą odległością od krawędzi Himalajów, zmniejszeniem spadku rzeki oraz drobniejszą frakcją materiału, koryta rzekowe przechodzą w meandrowe.

Według klasyfikacji Köppena, piedmont Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów znajduje się w klimacie tropikalnym monsunowym, z suchą zimą typu Am. Okres lata od czerwca do października jest ciepły i wilgotny. Średnia roczna temperatura sięga 23°C i zmienia się od 16°C w styczniu do 28°C w lipcu. Położenie Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów między Wyżyną Dekanu a Wyżyną Meghalaya powoduje, że region jest otwarty na napływ wilgotnych mas powietrza znaną Zatokę Bengalską i otrzymuje najwyższe opady roczne i o największym natężeniu w całym paśmie Himalajów. Opady skoncentrowane w lecie, osiągają wartości roczne rzędu 4000–6000 mm, zarówno na brzegu gór jak i w przylegającej części piedmontu. W szczególnie wilgotnych latach opady sięgają nawet 8000 mm rocznie, a dobowe przekraczają 800 mm. Średnio w ciągu roku zdarza się 5–10 dni z opadem wyższym od 100 mm, rejestrowane są także serie opadów przekraczające 1000–1500 mm w ciągu 3–4 dni (Soja, Starkel 2007; Bookhagen 2010).

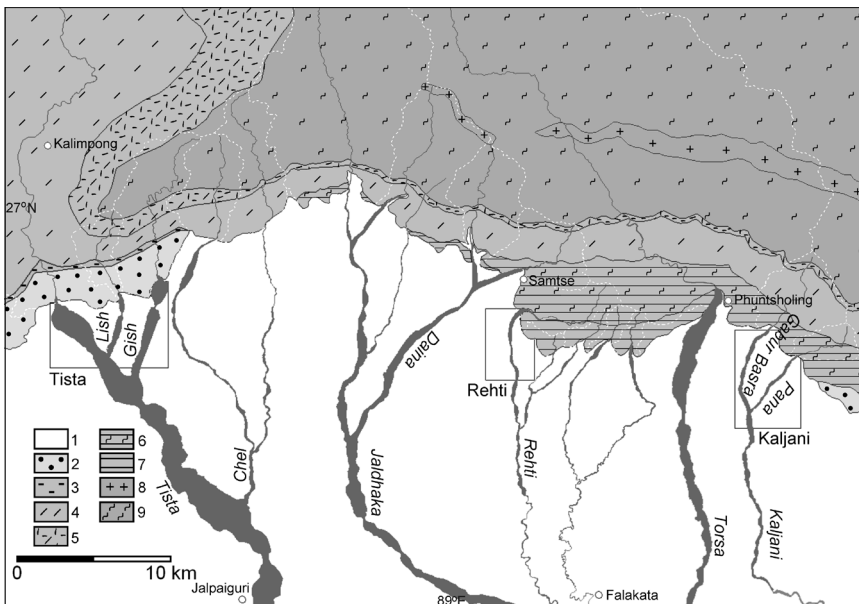


Ryc. 10. Położenie obszarów badań na piedmoncie Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (wysokości w m n.p.m.)

Location of study areas in the Sikkimese-Bhutanese Himalaya piedmont (elevations in m a.s.l.)

Wysokie opady sprzyjają aktywności fluwialnej rzek. Średni przepływ największej rzeki regionu Tisty wynosi $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, jednak w okresie letnim sięga $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. W czasie dużego wezbrania w 1968 r., 45 km w dół rzeki od brzegu Himalajów, zanotowano przepływ $18\,745 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Murray, Bochin 1973). Nieliczne pomiary wskazują, że maksymalne przepływy pozostałych rzek są znacznie mniejsze, rzędu $255 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ w przypadku Lish, $630 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

na Gish i prawie $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ na Kaljani, po połączeniu Gabur-Basry i Pany (Dutt 1966; Bohra, Haque 2008). Kilka dni opadów ciągłych inicjuje regionalne powódzie co 20–30 lat, natomiast lokalne ulewy powodują powódzie błyskawiczne niemal co roku (Starkel, Basu 2000; Sarkar, 2008). W czasie największych wezbrań poziom wody w korytach wzrasta do 6 m i prowadzi do depozycji dużej ilości osadu na równinach zalewowych oraz niżej położonych terasach (Froehlich, Walling 2007). W ostatnich trzech dekadach agradacja koryt rzecznych na piedmoncie sięgała 6 cm rok^{-1} w przypadku dużych rzek jak Tista i $9\text{--}19 \text{ cm rok}^{-1}$ w mniejszych rzekach (Sarkar 2008). Gruba pokrywa aluwialna stożków napływowych powoduje, że w zimie woda wsiąka w podłoże i koryta niemal zupełnie wysychają. Woda w rzekach pojawia się ponownie kilkanaście kilometrów od brzegu gór, gdzie stożki przechodzą w równinę Gangesu i Brahmaputry.



Ryc. 11. Budowa geologiczna brzegu i piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (opracowanie autora na podstawie / by the author on the basis of: Acharyya 1980; Long i in. 2011)

1 – aluwia (czwartorzęd), 2 – piaskowce, zlepieńce Siwaliki (neogen), 3 – piaskowce, łupki ilaste z wkładkami węgla serii Damuda (perm), 4 – łupki krystaliczne formacji Daling (proterozoik), 5 – kwarcyty i łupki metamorficzne formacji Daling (proterozoik), 6 – fyllity i wapień formacji Buxa (proterozoik), 7 – dolomity formacji Buxa (proterozoik), 8 – granity (proterozoik), 9 – łupki krystaliczne, gnejsy (proterozoik)

Geology of the Sikkimese-Bhutanese margin and their piedmont

1 – alluvia (Quaternary), 2 – sandstones, conglomerates of Siwalik (Neogene), 3 – sandstones, shales with coal of Damuda Series (Permian), 4 – slates of Daling Series, 5 – quartzites and schists of Daling Series (Proterozoic), phyllites and limestones of Buxa Group (Proterozoic), 7 – dolomites of Buxa Group (Proterozoic), 8 – granites (Proterozoic), 9 – schists, gneisses (Proterozoic)

Gleby teras i równin zalewowych wykazują dwa wyraźnie odmienne etapy rozwoju: A-(Bw)-C oraz A-C, z dominującymi glebami klasyfikowanymi odpowiednio jako Inceptisole (Dystrudept) i Entisole (Fluvaquent i Endoaquent, *Soil Survey Staff*, 2010). Dobra przepuszczalność Inceptisoli powoduje wymywanie jonów zasadowych z górnych poziomów, rozwój poziomu humusowego o dużej miąższości z niskim pH (4–5) i z rozwiniętym strukturalnym poziomem Bw (Cambic). Słabiej przepuszczalne Entisole na równinach zalewowych mają wyższe pH (5–7). Wykazują one niewielką zmianę w stosunku do macierzystego materiału, ponieważ nowy osad dostarczany jest szybciej przez wezbrania niż możliwość jego asymilacji z powierzchniowym poziomem gleby (NBSS&LUP 1991).

Współczesny rozwój ekonomiczny regionu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów uzależniony jest od produkcji herbaty, gospodarki leśnej oraz turystyki, rozwijającej się w wymiarze regionalnym w oparciu o parki narodowe i obszary chronione naturalnego lasu. Wyższe terasy zajmuje wilgotny tropikalny las z dominującym, cennym gatunkiem drzew sal (*Shorea robusta*) oraz plantacje herbaty (Champion, Seth 1968). Równiny zalewowe zajęte są przez uprawy ryżu, rozdzielone roztokowymi korytami rzek. Większość ludności mieszka na plantacjach herbaty, które są największym pracodawcą w tym rolniczym regionie.

Uwarunkowania historyczne i polityczne (graniczne położenie między Indiami, Nepalem, Bhutanem i Chinami) spowodowały, że region Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów jest bardzo nierównomiernie zbadany. Większość opracowań dotyczy okolic Dardżylingu w strefie brzegu Sikkimskich Himalajów, natomiast wiedza o piedmoncie jest fragmentaryczna, a niemal brak jest większych studiów z terytorium Bhutanu. Obszar piedmontu jako strefa przejściowa między górami a nizinami jest pod silnym oddziaływaniem sąsiadujących Himalajów, dostarczających olbrzymich ilości wody i osadu na przedpole. Zmiany użytkowania w wyniku rozwoju osadnictwa, zakładania plantacji herbaty i zajęcia pod uprawy ryżu równin zalewowych spowodowały, że region początkowo uważany za bezpieczny dla rozwoju gospodarki (Hunter 1876), obecnie postrzegany jest jako jeden z częściej nawiedzanych przez ruchy masowe w części brzeżnej Himalajów oraz powodzie (Starkel 1972b; Froehlich, Walling 2007; Soja, Starkel 2007; Sarkar 2008; Ghosh, Carranza, 2010). Studia nad geomorfologicznymi skutkami opadów w Dardżylińskich Himalajach zainicjował jeszcze po powodzi w 1968 r. L. Starkel (1972b). Badania udowodniły degradację głęboko zwietrzałych pylasto-piaszczystych pokryw stokowych o dużych pojemnościach wodnych, przez spływy gruzowo-błotne, wskutek 2-3 dniowych opadów sięgających 500–1000 mm. Podczas takich opadów na plantacjach herbaty jest usuwane około 20–30% powierzchni pokryw zwietrzelinowych. Natomiast ruchy masowe obejmują tylko do 2% powierzchni zalesionych stoków. W latach 80.

XX w. szczegółowe badania, głównie osuwisk i stożków w górskich dorzeczach Lish i Gish, prowadził S. Basu z North Bengal University z zespołem (Basu, Ghatowar 1988, 1990) i równolegle wznowił je w Dardżylińskich Himalajach zespół polski (Froehlich i in. 1990; Froehlich, Starkel 1993). Podsumowanie prac obu zespołów wykazało istotną rolę wylesiania w przyspieszeniu transferu wody i osadu na przedpole Himalajów (Starkel, Basu 2000). W rozwoju stożków napływowych, a zwłaszcza w przerzutach i przesuwaniu odcinków roztokowych w dół biegu rzek, szczególną rolę odgrywają zgrupowania wysokich opadów i powodzi, zarejestrowane m.in. w latach 90. XX w. (Starkel, Sarkar 2002). Rzeki mogą być więc istotnym czynnikiem wpływającym na zmiany użytkowania ziemi tego obszaru. Spostrzeżenia te potwierdza przestrzenny rozkład opadów ekstremalnych (osiągających 90 percentyl, por. ryc. 4), które corocznie sięgają daleko w głąb Sikkimskich Himalajów. Zwłaszcza występowanie tego typu opadów w wyższych partiach gór, o słabiej rozwiniętej pokrywie roślinnej, inicjuje dużą dostawę materiału do sieci rzecznej. W takich warunkach rola człowieka nie wydaje się być pierwszoplanowa w przebiegu agradacji na przedpolu Himalajów, aczkolwiek jest ona widoczna w niektórych zlewniach, np. Lish i Gish (Starkel i in. 2008; Prokop, Sarkar 2012).

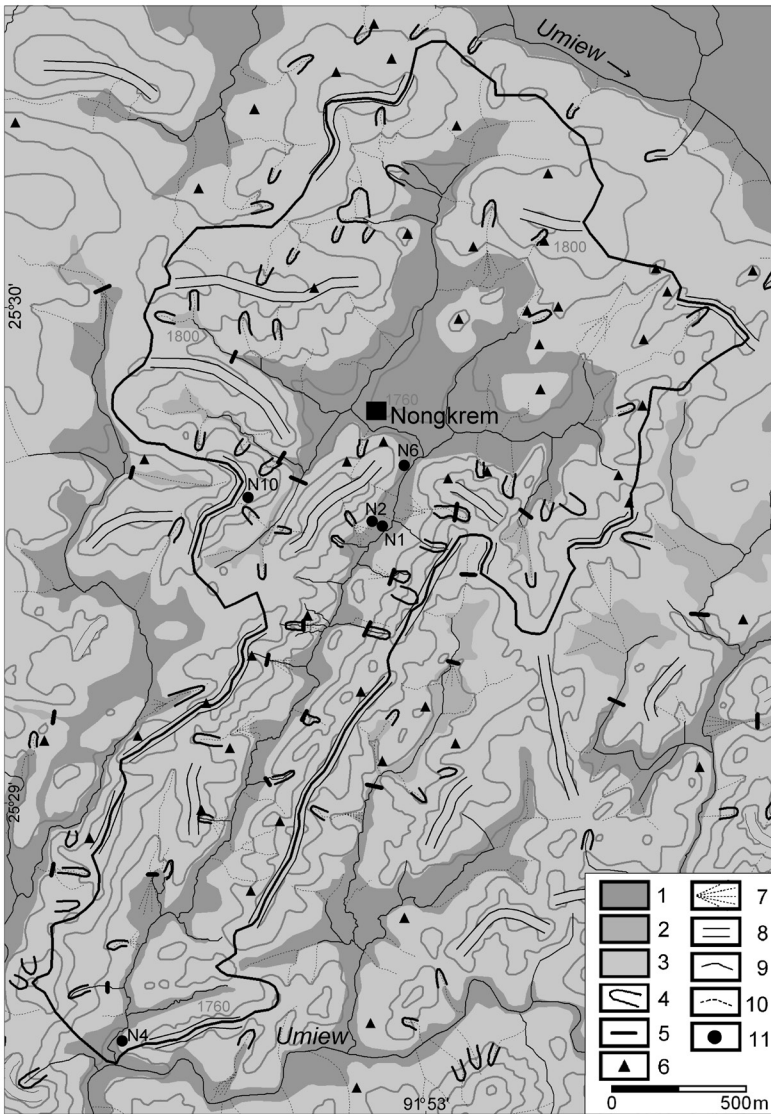
3. WPŁYW DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA PRZEMIANY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO ŚRODKOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY MEGHALAYA

3.1. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W OSADACH W OSTATNICH 3000 LAT

3.1.1. OBSZAR NONGKREM

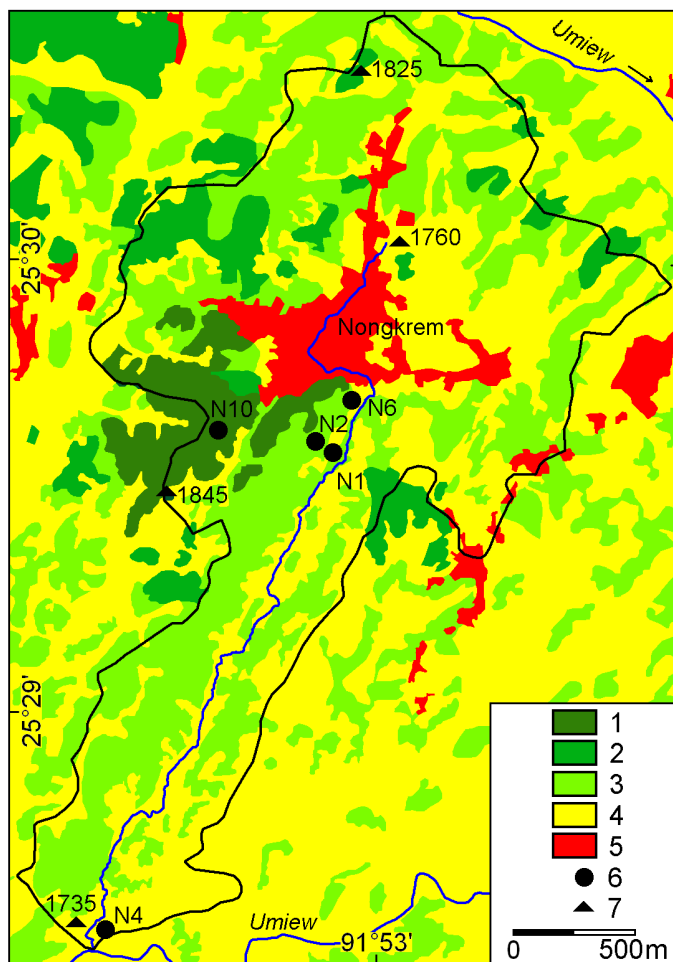
Zlewnia potoku Nongkrem o powierzchni 3,9 km², położona jest w północnej części batolitu Myllem, jednej z wielu intruzji granitowych w obrębie metamorficznego trzonu Wyżyny Meghalaya (Ghosh i in. 2005; ryc. 12). Obszar ma rzeźbę dojrzałą, falisto-pagórkowatą. Górną część zlewni zajmuje szeroka, płaskodenna dolina, która gwałtownie zwęża się w środkowym biegu. Po kolejnych 2 km łączy się ona z doliną największej rzeki w okolicy – Umiew, odwadniającej południowy skłon wyżyny. Dolinę Nongkrem otaczają szerokie grzbiety wznoszące się ok. 150 m nad jej dno, do wysokości 1800–1850 m n.p.m. W efekcie głębokiego wietrzenia granitów, wierzchowiny i stoki okryte są pokrywami piaszczysto-gliniastymi o miąższości co najmniej 15–20 m. W ich masie zatopione są bloki skalne granitu o średnicach do 5 m (Migoń, Prokop 2007). Na wielu fragmentach stoków miąższość pokryw zwietrzelinowych uległa znacznemu zmniejszeniu wskutek spłukiwania, przyspieszonego w przeszłości przez wylesianie (Prokop 2007; Prokop, Bhattacharyya 2011a,b). Selektywne działanie procesów erozyjno-denudacyjnych doprowadziło do wypreparowania ostańców o rozmiarach dochodzących do kilkudziesięciu metrów. Pokrywają one grzbiety i wypukło-wklęsłe stoki o nachyleniach sięgających 25°. Charakterystyczną cechą obszaru jest występowanie zawieszonych fragmentów bocznych dolin, stanowiących lokalne baseny sedimentacyjne. U ich wylotu tworzą się stożki napływowe, z naprzemiennie warstwowanymi, droбноziarnistymi piaskami gliniastymi i gruboziarnistymi piaskami ze żwirami. Materiał usunięty ze stoków wypełnia dna dolin warstwą o miąższości dochodzącej do 5–8 m.

Niewielką, wylesioną zlewnię ze stromymi stokami charakteryzują duże wahania stanów wody i przepływów potoku Nongkrem. Szacowany zakres wahań stanów wody w profilu Nongkrem 1 (N1), zamykającym zlewnię o powierzchni 2,75 km², wynosi 2,5 m, a u ujścia do Umiew sięga 4 m. W sezonie zimowym przepływy potoku u ujścia do Umiew wynoszą ok. 0,5-1 m³ s⁻¹, natomiast w sezonie letnim wzrastają do 3–4 m³ s⁻¹. Potok posiada kilka stałych dopływów oraz liczne dopływy okresowe, funkcjonujące w czasie sezonu monsunowego.



Ryc. 12. Szkic geomorfologiczny zlewni Nongkrem (poziomice co 20 m). 1 – stok pokryty zwietrzeliną piaszczysto-gliniastą z dużymi głazami na powierzchni, 2 – dno zawieszanej doliny wypełnione osadami deluwialnymi, 3 – dno doliny wypełnione osadami aluwialnymi i deluwialnym, 4 – niecka denudacyjna, 5 – próg skalny zawieszanej doliny, 6 – ostaniec skalny, 7 – stożek napływowy, 8 – szeroki grzbiet, 9 – koryto cieką stałego, 10 – koryto cieką okresowego, 11 – położenie badanych profili

Geomorphological map of the Nongkrem catchment (contours every 20 m). 1 – slopes with weathering sandy-loam cover and the large boulders on the surface, 2 – bottom of hanging valley with colluvia, 3 – valley floor with alluvia and colluvia, 4 – denudational niche, 5 – rocky step of hanging valley, 6 – residual hill, 7 – alluvial fan, 8 – wide ridge, 9 – channel of permanent stream, 10 – channel of ephemeral stream, 11 – location of investigated profiles



Ryc. 13. Użytkowanie ziemi w zlewni Nongkrem w 2010 r.

1 – las liściasty wiecznie zielony, 2 – las sosnowy, 3 – zbiorowisko traw i krzewów, 4 – uprawa, 5 – obszar zabudowany, 6 – położenie profilu, 7 – wysokość (m n.p.m.)

Land use in the Nongkrem catchment in 2010

1 – broad leaved evergreen forest, 2 – pine forest, 3 – grass and shrub, 4 – cultivated land, 5 – built up area, 6 – location of profile, 7 – elevation (m a.s.l.)

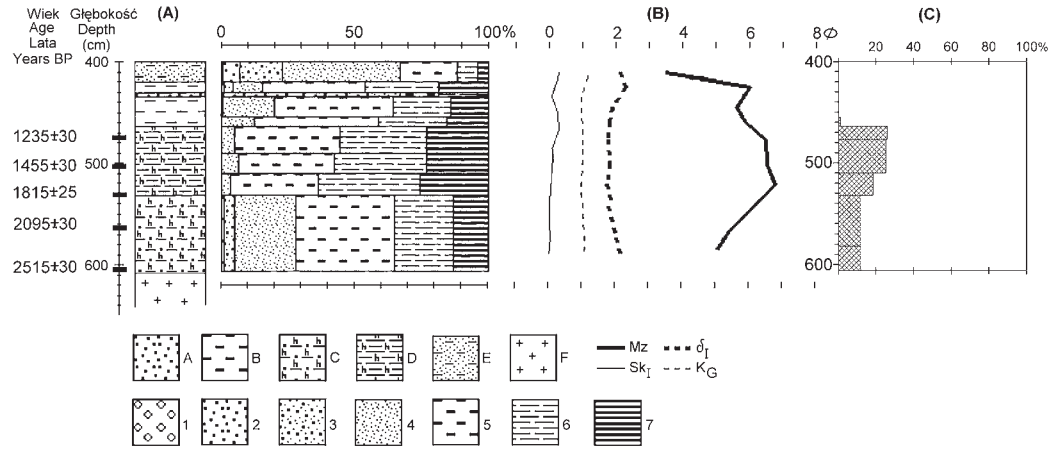
W krajobrazie okolic Nongkrem dominują obecnie obszary rolnicze o intensywnej uprawie roślin okopowych (ziemniaka, kapusty, rzodkwi) na wierzchołkach i stokach (ryc. 13; tab. 1). Osadnictwo koncentruje się w dnach dolin. Pola uprawne wymieszane są z nieregularnie rozrzuconymi, licznymi obszarami rumowisk głazów granitowych, porośniętych zbiorowiskami traw i krzewów. Trawy reprezentowane są przez gatunki wiechlinowatych *Agrostis filipes*, *Agrostis myriantha* i *Brachypodium sylvaticum*, natomiast krzewy należą do akantowatych *Strobilanthes* sp., bobowatych *Desmodium* sp., różowatych *Rubus* sp. – *Rosa macrophylla* i psiankowatych *Solanum* sp. – *Solanum sisymbriifolium* i *Solanum khasianum*. Miejscami można spotkać zarośla bambusa *Dendrocalamus hamiltonii*. Pojedyncze drzewa sosny *Pinus kesyia* porastają obszary zbiorowisk traw o zdegradowanych glebach, tworząc czasem niewielkie płyty rzadkiego lasu. Las ten stanowi wtórną formację rozwiniętą w miejscu wykarczowanych w przeszłości lasów liściastych wiecznie zielonych. Jedyny, niewielki płat takiego lasu znajduje się na obrzeżach wsi Nongkrem i podlega ochronie. W jego zróżnicowanym składzie gatunkowym występują gatunki dębu *Quercus dealbata* i *Quercus griffithii*, wrzosowatych *Rhododendron* sp., symplokowatych *Symplocos* sp., oczarowatych *Hamamelidales* sp., morwowatych *Ficus* sp. i oliwkowatych *Ligustrum* sp. Charakterystyczne są również licznie występujące w nim paprocie (ok. 30 gatunków) i pnącza (Bor 1942; Tiwari i in. 1998).

Tabela 1. Użytkowanie ziemi w zlewni Nongkrem w 2010 r.

Kategoria użytkowania ziemi	Powierzchnia	
	km ²	%
Las liściasty wiecznie zielony	0,2	6,0
Las sosnowy	0,2	5,8
Zbiorowisko traw i krzewów	1,6	40,3
Uprawa	1,6	39,6
Obszar zabudowany	0,3	8,3
Razem	3,9	100,0

Cechy litologiczne i chronologia osadów w zlewni Nongkrem

Na badanym obszarze wybrano do analiz dwa profile osadów Nongkrem 1 (N1) i Nongkrem 2 (N2). Położone są one w środkowej części doliny, na prawym brzegu potoku Nongkrem (25°29'34"N, 91°52'54"E; ryc. 14; fot. 1). Wiek osadów obejmuje ostatnie 3000 lat (Prokop, Bhattacharyya 2011a,b). Część osadu na styku profilów N1 i N2 została usunięta, wskutek eksploatacji piasku przez okoliczną ludność i nie mogła być w związku z tym analizowana.



Ryc. 15. Skład granulometryczny (A), parametry rozkładu uziarnienia (Folk, Ward 1957) osadów (B) i zawartość materii organicznej (C) w profilu Nongkrem 1

Litologia: A – piasek gruboziarnisty, B – muł pylasty, C – muł piaszczysty organiczny, D – muł ilasty organiczny, E – piasek gliniasto-pylasty, F – podłoże granitowe

Fracja: 1 – żwir z piaskiem, 2 – piasek gruboziarnisty, 3 – piasek średnioziarnisty, 4 – piasek drobnoziarnisty, 5 – muł pylasty, 6 – muł ilasty, 7 – il

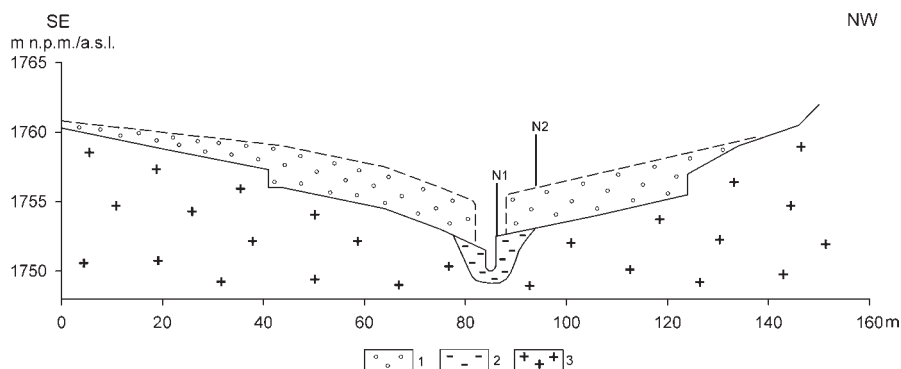
Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

Grain size composition (A), Folk-Ward's (1957) grain size distribution patterns (B) and organic matter content (C) at the Nongkrem 1 profile

Sediment: A – coarse sand, B – silty loam, C – sandy loam with organic matter, D – clayey loam with organic matter, E – loamy sand, F – granite

Fractions: 1 – gravel with sand, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – silty loam, 6 – clayey loam, 7 – clay

Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis



Ryc. 14. Przekrój przez dolinę Nongkrem w okolicach profili Nongkrem1 i Nongkrem 2. 1 – nieciągła warstwa deluwiiów, 2 – aluwia, 3 – zwietrzelina granitu

The Nongkrem valley crossection near the Nongkrem 1 and the Nongkrem 2 profiles
1 – discontinuous layer of colluvia, 2 – alluvia, 3 – residuum of granites

Profil N1 zbudowany jest z mułów o zróżnicowanej zawartości materii organicznej 12–26% (ryc. 15; fot. 2). Przeciętna wielkość ziarn (M_z) w osadzie zawiera się w przedziale 5,4 do 6,7 phi. Słabo i bardzo słabo wysortowany osad ($\delta_1=1,80$ do 2,13), o skośności dodatniej lub bliskiej symetrycznej i platykurtycznym rozkładzie oraz brak wkładek materiału mineralnego wskazuje, że tworzył się on w stabilnych warunkach, prawdopodobnie w obrębie płytkiego mokradła. Muły od głębokości 60 cm przykryte są osadem pylasto-piaszczystym, pozbawionym materii organicznej.

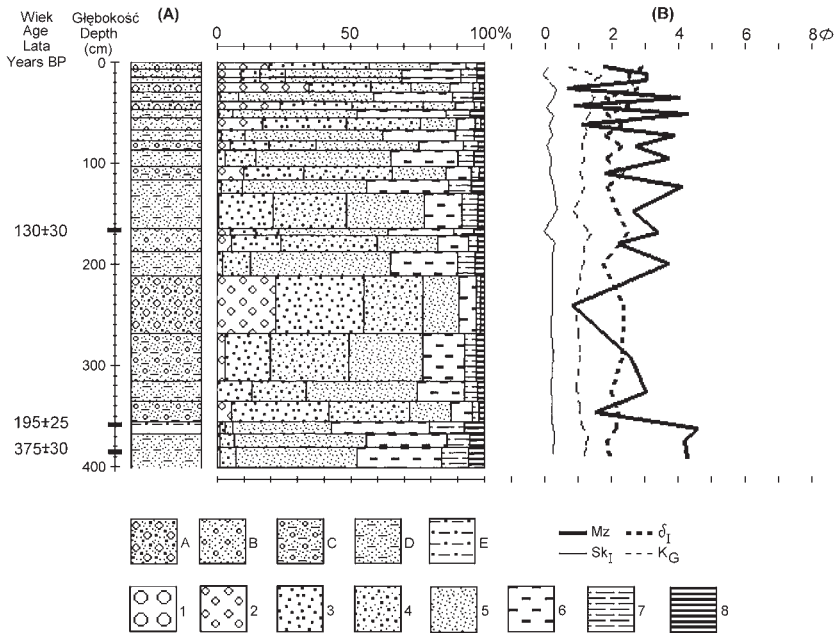
Dolne ogniwo profilu, leżące bezpośrednio na podłożu granitowym, tworzą słabo wysortowane ($\delta_1=2,13$) muły piaszczyste organiczne. Zawierają one 12% materii organicznej. Wiek spągu mułów organicznych został określony na 2515±30 BP (773 BC–128 AD), a strop na 1815±25 BP (139 AD–237 AD) (tab. 2). Tempo przyrostu osadu, między 2515 BP a 2095 BP, było bardzo małe – ok. 0,08 cm rok⁻¹ i wzrosło między 2095 lat BP a 1815 BP do 0,11 cm rok⁻¹. Od głębokości 530 cm osad przechodzi w warstwę mułów, nieco lepiej wysortowanych ($\delta_1=1,80$). W tej warstwie o miąższości 66 cm, zawartość materii organicznej rośnie od 18% w spągu do 26% w stropie i jest najwyższa w całym profilu. Z głębokości 475 cm (15 cm poniżej stropu analizowanej warstwy) otrzymano datę radiowęglową 1235±30 BP (694 AD–860 AD). Tempo sedymentacji w tym okresie wahało się między 0,07 a 0,15 cm rok⁻¹. Zakładając średnie tempo przyrostu osadu w całej warstwie na ok. 0,12 cm rok⁻¹, można określić wiek jej stropu, na głębokości 460 cm, na ok. 1100 BP (896 AD–984 AD). Po tym okresie gwałtownie wzrasta w badanym profilu udział frakcji piaszczystej. Jest to już osad bardzo słabo wysortowany (δ_1 do 2,15) i dodatnio skośny. Warstwa ta nie zawiera materii organicznej, poza spągami, gdzie jej udział nie przekracza 1%. Stropowa, 20-centymetrowa część profilu jest wzbogacona w piasek ($M_z=3,4$ phi). Grubszy materiał

o dodatniej skośności i leptokurtycznym rozkładzie, z fragmentami węgla drzewnego (do 0,3 mm), wskazuje na wymieszanie sąsiadujących osadów stokowych ze współczesnymi osadami, deponowanymi przez potok Nongkrem podczas większych wezbrań.

Tabela 2. Wiek prób w profilach w zlewni Nongkrem wyznaczony metodą ^{14}C i kalibrowany programem OxCal (Bronk Ramsey 2009) w oparciu o krzywą kalibracyjną IntCal09 (Reimer i in. 2009)

Głębokość (cm)	Materiał datowany	Wiek ^{14}C (lata BP)	Wiek kalibrowany 2σ (BC/AD)
Profil N2			
167	węgiel drzewny	130±30	1675-1778, 1799-1894, 1905-1942 AD
355	węgiel drzewny	195±25	1654-1684, 1766-1807, 1929-1954 AD
385	węgiel drzewny	375±30	1453-1516, 1597-1618 AD
Profil N1			
475	muł	1235±30	694-748, 765-820, 842-860 AD
501	muł	1455±30	604-646 AD
530	muł	1815±25	139-157, 167-196, 209-237 AD
563	muł	2095±30	166-91, 72-59 BC
604	muł	2515±30	773-746, 688-665 BC
Profil N4			
150	gleba kopalna	1020±30	902-915, 969-1045, 1095-1120, 1141-1148 AD
200	gleba kopalna	3885±35	2471-2281, 2250-2231, 2219-2213 BC

Osady profilu N1 są przykryte koluwiami odsłaniającymi się w profilu Nongkrem 2 (N2), położonym w odległości ok. 10 m od wcześniej omawianego profilu N1 (por. ryc. 14). Profil zbudowany jest z przemiennie warstwowanych drobnoziarnistych piasków zaglinionych oraz średnio- i gruboziarnistych piasków ze żwirami o średnicy do 1,5 cm (ryc. 16, 17; fot. 3). Warstwy te mają zróżnicowaną miąższość od kilku do 50 cm. Ripplemarki na powierzchni niektórych warstw, jak również brak widocznych śladów procesów glebotwórczych w całym profilu, świadczą o szybkiej depozycji. Średnie tempo sedymentacji w całym profilu wynosiło ok. 1 cm rok⁻¹. Poza licznie występującymi węglami drzewnymi o średnicy do 2 cm, niemal w każdej warstwie, osad nie zawiera materii organicznej. Niektóre warstwy zawierają żuźle żelaziste, wskazujące na wytop żelaza, który był niegdyś prowadzony w okolicach badanego profilu. Średnie średnice ziarn zawierają się w przedziale 0,56 do 5,14 phi. Osad jest słabo i bardzo słabo wysortowany ($\delta_1=1,63$ do 2,82), od symetrycznego do dodatnio skośnego o rozkładzie mezo- i leptokurtycznym.



Ryc. 16. Skład granulometryczny (A) i parametry rozkładu uziarnienia (Folk, Ward 1957) osadów (B) w profilu Nongkrem 2

Litologia: A – piasek ze żwirami, B – piasek z pojedynczymi żwirami, C – piasek ze żwirami zagliniony, D – piasek gliniasto-pyłasty, E – glina piaszczysta

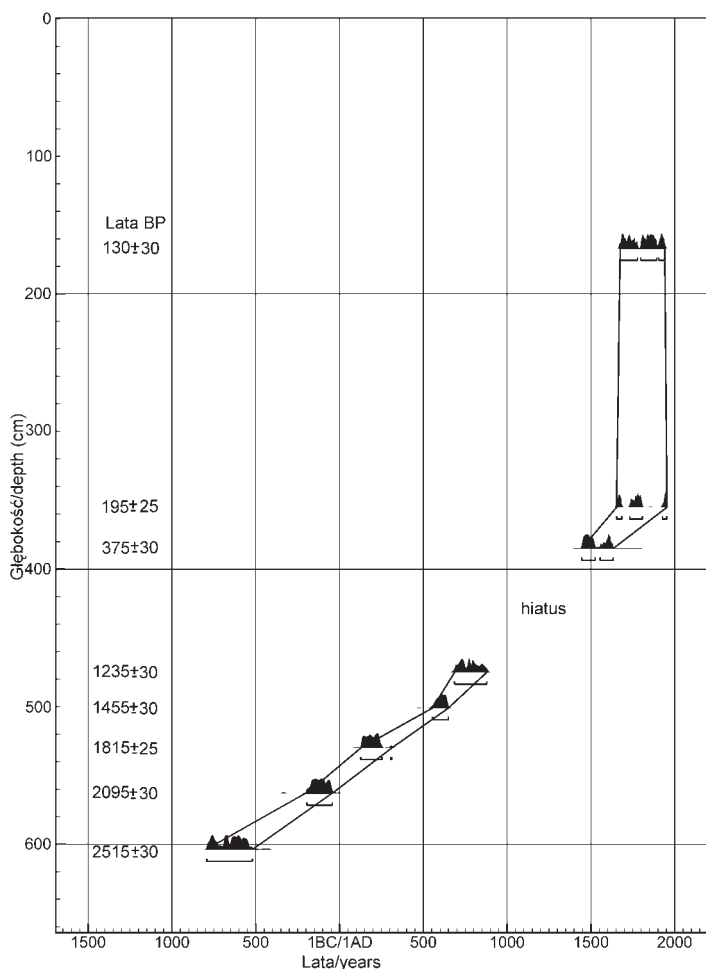
Fracja: 1 – żwir gruby, 2 – żwir z piaskiem, 3 – piasek gruboziarnisty, 4 – piasek średnioziarnisty, 5 – piasek drobnoziarnisty, 6 – pył piaszczysty, 7 – glina ciężka, 8 – il
 Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Grain size composition (A), Folk-Ward's (1957) grain size distribution patterns (B) at the Nongkrem 2 profile

Sediment: A – sand with gravels, B – sand with single gravels, C – loamy sand with gravels, D – loamy sand, E – sandy loam

Fraction: 1 – coarse gravel, 2 – gravel with sand, 3 – coarse sand, 4 – medium sand, 5 – fine sand, 6 – coarse silt, 7 – clayey loam, 8 – clay

Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis



Ryc. 17. Krzywa wiek-głębokość osadów w profilach Nongkrem 1 i Nongkrem 2
Age-depth model of deposits at profiles Nongkrem 1 and Nongkrem 2

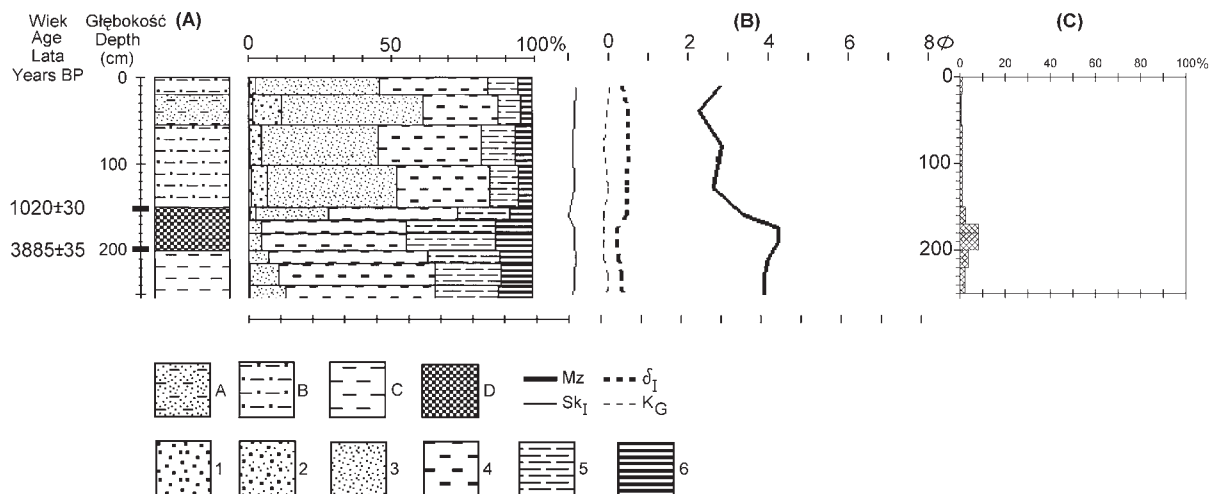
W dolnej części profilu dominuje materiał drobnoziarnisty – piaski gliniasto-pyłaste z wkładką piasku zaglinionego na głębokości 330–350 cm. Ta część profilu jedynie sporadycznie zawiera części szkieletowe (powyżej 2 mm), których udział nie przekracza 3%. Ze spągu tego ogniwa (węgle drzewne) otrzymano datę 375±30 BP, natomiast wiek węgla drzewnych z głębokości 355 cm określono na 195±25 BP. Środkowa część profilu N2, między 120 a 320 cm, zawiera grubszy materiał z zaznaczającą się wyraźnie wkładką piasków, 50 cm miąższości, ze żwirami na głębokości 210–260 cm. Wiek węgla drzewnych z głębokości 167 cm w tym ogniwie określono radiowęglowo na 130±30 BP. Górna część profilu złożona jest z wielu drobnych warstw o bardzo dużej zawartości żwirów. Jego część stropowa, o miąższości 20 cm,

zmieniona jest przez współczesne procesy glebotwórcze. Mapa topograficzna z 1910 r. pokazuje, że profil N2 był już odcięty od obszaru dostawy materiału z pobliskiego stoku przez drogę, biegnącą równolegle do jego podnóża.

Stratyfikacja deluwii w profilu N2 nie odzwierciedla profilu wietrzeniowego skały macierzystej. Materiał drobnoziarnisty prawdopodobnie był deponowany przez wiele lat, wskutek opadów o stosunkowo niewielkim natężeniu i spłukiwania rozproszonego na sąsiadującym stoku. Materiał gruboziarnisty, często ścinający warstwy drobnoziarnistych piasków ilastych, mógł być deponowany podczas pojedynczych ulew o dużym natężeniu, wskutek erozji bruzdowej stoku.

Bardzo zróżnicowane uziarnienie deluwii może wskazywać, że pobliskie stoki były wylesione i użytkowane nie tylko rolniczo. Zwiertzelina granitowa była używana w tym rejonie jako surowiec do wytopu żelaza do połowy XIX w. (Prokop 2007). Efektem tego była, oprócz wylesienia, odkrywkowa eksploatacja pokryw stokowych do głębokości kilku metrów. Opisana stratyfikacja deluwii może więc również wynikać z równoczesnej ekspozycji na opad i spłukiwanie, horyzontów pokryw stokowych o bardzo zróżnicowanym uziarnieniu.

Opisane osady deluwialne wypełniają wąską dolinę potoku Nongkrem na całej 2 km długości, od nasady jej zwężenia do ujścia do Umiew. W jednym z licznych podcięć erozyjnych, na lewym brzegu potoku Nongkrem, odsłania się gleba kopalna przykryta deluwiami – profil Nongkrem 4 (N4). Profil ten zbudowany jest z trzech ogniw (ryc. 18; fot. 4). Dolne ogniwo tworzą pyły piaszczyste ($Mz=5,7$ phi). Osad jest słabo wysortowany ($\delta_1=1,80$) i zawiera 2–4% materii organicznej. Na utworach pylasto-piaszczystych zalega gleba kopalna o miąższości 50 cm. Glebę tworzy materiał drobniejszy ($Mz=5,62$ do $6,10$ phi) o podobnym stopniu wysortowania jak w dolnym ogniwie i dużej zawartości materii organicznej (do 8%). Wiek spągu gleby na głębokości 200 cm został określony radiowęglowo na 3885 ± 35 BP (2471 BC–2213 BC), a stropu na głębokości 150 cm na 1020 ± 30 BP (902 AD–1148 AD). Glebę przykrywa warstwa deluwii zbudowana z glin piaszczystych i piasków gliniasto-pylastych ($Mz=3,77$ do $4,16$ phi), słabo wysortowanych ($\delta_1=1,94$ do $2,15$) i o małej zawartości materii organicznej do 1%.



Ryc. 18. Skład granulometryczny (A), parametry rozkładu uziarnienia (Folk, Ward 1957) osadów (B) i zawartość materii organicznej (C) w profilu Nongkrem 4

Litologia: A – piasek gliniasto-pyłasty, B – glina piaszczysta, C – pył piaszczysty, D – gleba kopalna

Frakcja: 1 – piasek gruboziarnisty, 2 – piasek średnioziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty, 4 – pył piaszczysty, 5 – glina ciężka, 6 – il
 Mz – średnia średnica ziarn, δ_I – wysortowanie, Sk_I – skośność, K_G – kurtoza

Grain size composition (A), Folk-Ward's (1957) grain size distribution patterns (B) and organic matter content (C) at the Nongkrem 4 profile

Sediment: A – loamy sand, B – sandy loam, C – silty loam, D – buried soil

Fraction: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – silty loam, 5 – clayey loam, 6 – clay

Mz – mean grain size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

Wiek stropu gleby kopalnej wskazuje, że gleba została przykryta deluwiami w czasie zbliżonym do depozycji materiału mineralnego w stropowej części profilu N1, określonym na 1100 BP. Brak widocznych śladów procesów glebotwórczych w osadzie deluwialnym, poza stropową częścią (współczesna gleba), wskazuje na ciągłą dostawę materiału spłukiwanego ze stoku, którego podnóże położone jest w odległości ok. 25 m.

Analiza palinologiczna osadów w zlewni Nongkrem

W diagramie pyłkowym z profilu N1 wyznaczono cztery lokalne poziomy zespołów pyłkowych (LPAZ, ryc. 19). Stropowe 20 cm profilu N1 nie było analizowane ze względu na zaburzony osad i możliwość domieszki pyłków współczesnej roślinności. W osadach profilu N2 ziarna pyłku przetrwały jedynie w niektórych warstwach, głównie drobnoziarnistych piasków. Zapis zmian szaty roślinnej jest nieciągły i na tej podstawie nie można stworzyć diagramu pyłkowego. Jednak nawet opis spektrum pyłku tylko z niektórych warstw może być użyteczny dla rekonstrukcji zmian szaty roślinnej i klimatu. Wobec zbliżonego składu ziaren pyłku w całym osadzie profilu N2, został on potraktowany jako jeden lokalny poziom pyłkowy.

- N1-I 2515–2095 BP (773–665 BC do 166–59 BC) – gęsty las liściasty wiecznie zielony (*Quercus-Betula-Arecaceae*).

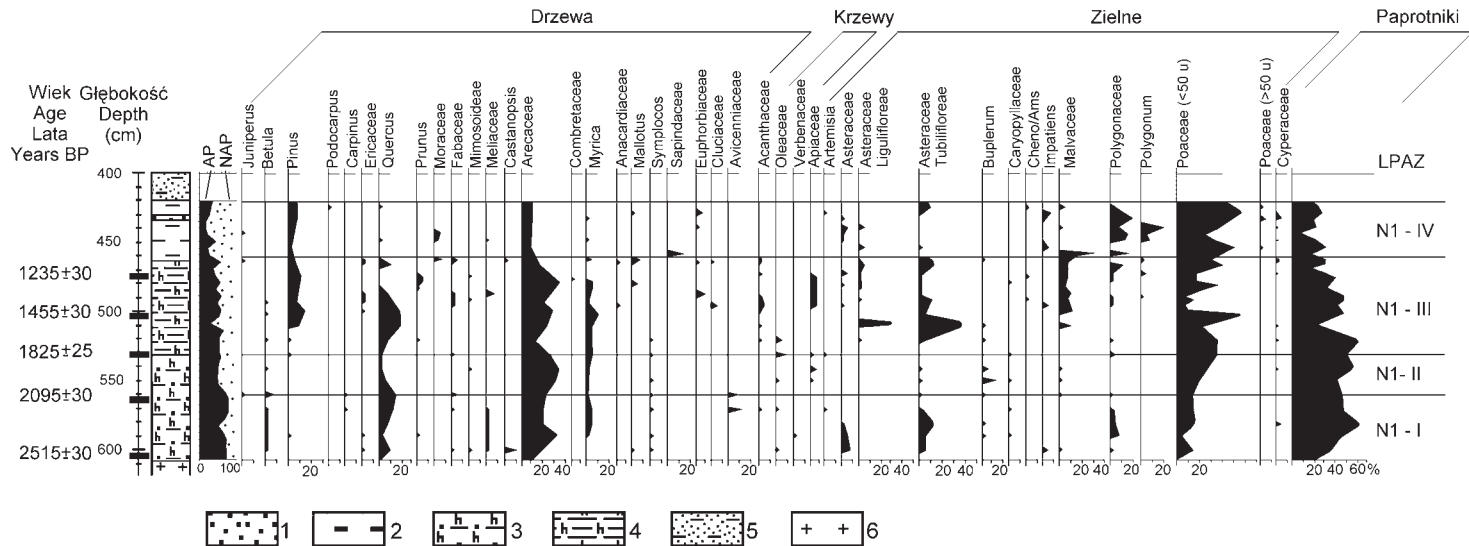
Las liściasty wiecznie zielony miał stosunkowo dobrze rozwiniętą pokrywę drzew, reprezentowaną przez duży udział ziaren pyłku *Quercus* (3–15%), *Betula* (2–8%), *Myrica* (2–6%), *Symplocos* (2–3%) i rodziny *Arecaceae* (20–35%). Rośliny zielne reprezentowane są głównie przez gatunki rodzin *Poaceae* (5–16%), *Polygonaceae* (2–6%) i *Asteraceae* (3–15%). Charakterystyczna jest duża ilość sporów paprotników.

- N1-II 2095–1815 lat BP (166–59 BC do 139–237 AD) – rzadki las liściasty wiecznie zielony (*Quercus-Arecaceae*).

Las staje się rzadszy. Wyraźnie obniża się udział ziaren pyłku *Quercus* (3–6%) i *Myrica* (2–5%), natomiast rośnie udział *Arecaceae* (>25%) w porównaniu z poprzednim okresem. Występowanie ziaren pyłku *Betula* jest sporadyczne. Wśród roślin zielnych wzrasta udział *Poaceae* (13–34%). Ilość sporów paprotników pozostaje wysoka.

- N1-III 1815–1100 lat BP (139–237 AD do 896–984 AD) – rzadki las mieszany (*Quercus-Pinus-Arecaceae*)

Poziom ten charakteryzuje wzrost ilości ziaren pyłku drzew i roślin zielnych w porównaniu do poprzedniego poziomu. Jest to już jednak las mieszany z rosnącym udziałem *Pinus* (2–17%), *Quercus* (3–20%) i *Myrica*



Ryc. 19. Uproszczony diagram pyłkowy profilu Nongkrem 1 (opracowanie autora na podstawie Prokop, Bhattacharyya 2011a, b)
 Litologia: 1 – piasek gruboziarnisty, 2 – muł pylasty, 3 – muł piaszczysty organiczny, 4 – muł ilasty organiczny, 5 – piasek gliniasto-pylasty, 6 – podłoże granitowe

Simplified pollen diagram of the Nongkrem 1 profile (by the author on the basis of Prokop, Bhattacharyya 2011a, b)
 Lithology: 1 – coarse sand, 2 – silty loam, 3 – sandy loam with organic matter, 4 – clayey loam with organic matter, 5 – loamy sand, 6 – granite bedrock

(1–10%), chociaż udział tych dwóch ostatnich gatunków maleje pod koniec badanego okresu. Utrzymuje się natomiast duży udział *Arecaceae* (4–33%). Poszycie lasu jest dobrze rozwinięte, z wyraźnym wzrostem udziału roślin zielnych, spośród których duży udział mają *Poaceae* (7–51%), *Asteraceae* (5–70%) i *Acantaceae* (3–6%). Paprotniki są dobrze reprezentowane, jednak z tendencją do spadku pod koniec wydzielonego okresu.

- N1-IV >1100–900 lat BP (>896-984 AD) – płaty lasu sosnowego z palmami wśród zbiorowisk traw (*Pinus-Arecaceae*)

Las jest zdegradowany do płatów. Zmniejsza się udział ziaren pyłku *Pinus* (3–10%), a ziarna pyłku *Quercus* i *Myrica* występują tylko sporadycznie. Rodzina palm *Arecaceae* (7–20%), która występowała licznie w poprzednich okresach, także zmniejsza swój udział. Zbiorowiska traw są dobrze reprezentowane, zwłaszcza w górnej części poziomu. Obecność dużych ziaren pyłku *Poaceae*, powyżej 50 μ , może być wskaźnikiem uprawy ryżu w regionie. Spada natomiast udział paprotników.

- N2-I 375–1950 BP (1453–1618 AD do 1950 AD) – zdegradowane zbiorowiska traw (*Pinus-Arecaceae-Poaceae*).

W ostatnich 500 latach dominowały zbiorowiska traw z pojedynczymi drzewami *Pinus* i *Arecaceae*. W spągu i środkowej części profilu od 375 do 130 BP wśród drzew i krzewów występują *Arecaceae* (5–22%), *Ilex* (1–10%) i *Oleaceae* (1–9%). Sporadycznie występuje *Larix* i *Tsuga*, nie zanotowano ziaren pyłku *Pinus* i *Quercus*. Spośród roślin zielnych największy udział miały *Polygonaceae* (2–35%), *Poaceae* (2–25%) oraz *Asteraceae* (6–14%). Dobrze reprezentowane są paprotniki (12–40%). Po 130 BP drzewa nie pojawiają się prawie w ogóle w spektrach pyłkowych za wyjątkiem palm z rodziny *Arecaceae* (do 60%) i sporadycznie *Pinus*. Udział ziaren pyłku *Poaceae* sięga prawie 30%, ale brak jest ziaren pyłku *Cyperaceae*, co świadczy o zaniku wilgotnych siedlisk.

Analiza palinologiczna osadów ze zlewni Nongkrem, położonej w środkowej części Wyżyny Meghalaya, pokazuje duże zróżnicowanie roślinności obejmujące rośliny okrytozalążkowe, szpilkowe i paprotniki. Zmiany szaty roślinnej w ostatnich 3000 lat charakteryzuje przejście od gęstego lasu subtropikalnego wiecznie zielonego, poprzez las mieszany liściasto-iglasty, a następnie zbiorowiska traw z płatami lasu sosnowego i palm z rodziny arekowatych. Zdegradowane zbiorowiska traw dominują co najmniej w ostatnich 500 latach. Najwyraźniej uwidacznia się to w spadku udziału pyłku drzew, kosztem wzrostu udziału roślin zielnych (AP/NAP), z 75% w początkach badanego okresu do 35% współcześnie.

3.1.2. OBSZAR TELAB

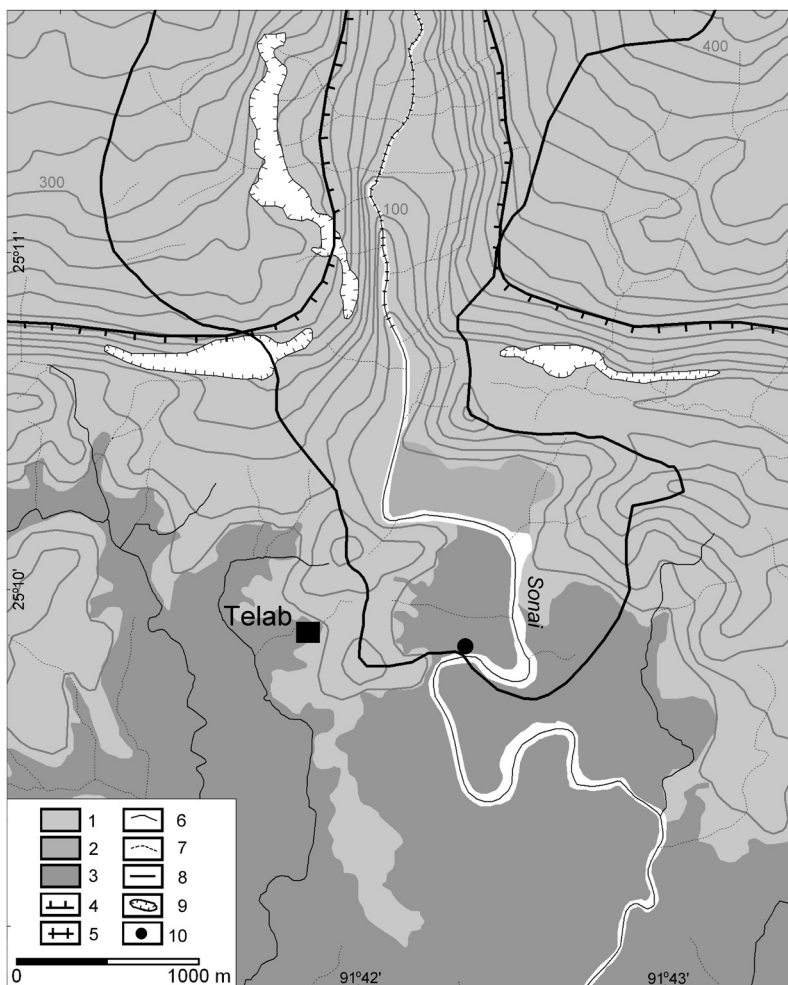
Na badanym obszarze wybrano do analiz profil znajdujący się w okolicy miejscowości Telab, zbudowany z osadów fluwialnych. Profil położony jest u podnóży południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, na prawym brzegu rzeki Sonai (25°09'50"N, 91°42'19"E, 60 m n.p.m., ryc. 20; fot. 5). Sonai bierze początek na pagórkowatym płaskowyżu zbudowanym z piaskowców i wapieni w okolicach Cherrapunji. W środkowym biegu rzeka płynie doliną mającą charakter kanionu, w korycie skalnym o dużym spadku (55‰). Na tym odcinku Sonai odsłania miejscami bazaltowe pokrywy, a następnie przecina strefę zrzuconego skrzydła uskoku Dauki o szerokości ok. 5 km, zbudowaną z wapieni i piaskowców (Nag, Pal 1993). Obszar ten, porośnięty lasem, jest niemal pozbawiony powierzchniowej sieci rzecznej, w związku z silnie rozwiniętymi zjawiskami krasowymi. Na Nizinie Bengalskiej rzeka zrzuca grubszy materiał i płynie dalej korytem o małym spadku (1‰) wyciętym w aluwjach. Położenie źródłowej części zlewni na płaskowyżu, w strefie bardzo wysokich opadów oraz duży spadek koryta w środkowym biegu, powodują szybki spływ wód i częste wezbrania na przedpolu wyżyny. Sprzyja temu dodatkowo płytko zalegające zwierciadło wód gruntowych.

Tabela 3. Użytkowanie ziemi w zlewni Sonai w 2010 r.

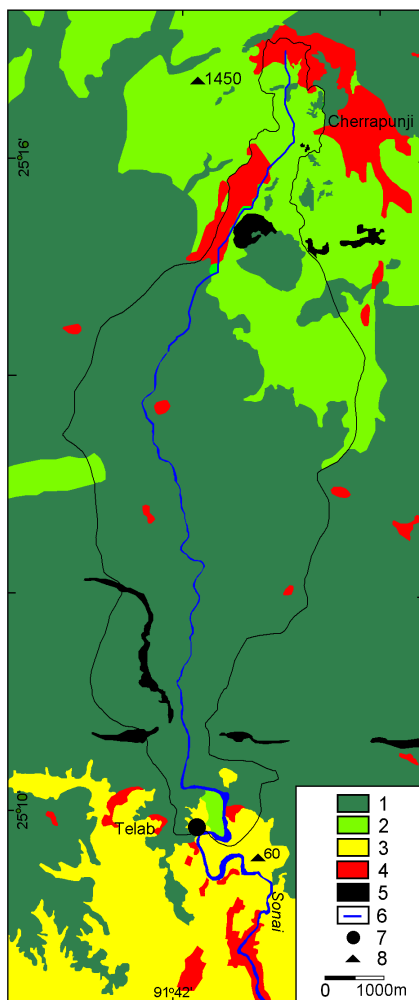
Kategoria użytkowania ziemi	Powierzchnia	
	km ²	%
Las tropikalny wiecznie zielony	25,9	74,4
Zbiorowisko traw i krzewów	6,3	18,1
Uprawa ryżu	0,4	1,4
Obszar zabudowany	1,2	3,5
Kopalnia wapieni	0,6	1,7
Koryto Sonai	0,4	1,2
Razem	34,8	100,0

Źródłowa część zlewni Sonai, w obrębie płaskowyżu, jest w większości wylesiona i porośnięta zbiorowiskami traw (ryc. 21; tab. 3). Fragment jej powierzchni zajmują obszary zabudowane, wraz z częścią Cherrapunji, a także odkrywkowe kopalnie węgla kamiennego (eksploatowane od 1840 r.) i wapieni (otwarte w drugiej połowie XX w.). Stoki zlewni Sonai na południowym skłonie wyżyny, porastają lasy liściaste wiecznie zielone z gatunkami drzew *Castanopsis indica*, *Mesua ferrea*, *Bischofia javanica*, *Dysoxylum gobara*, *Ficus elastica* z domieszką drzew tropikalnych *Ealeocarpus floribundus*, *Dillenia pentagyna*, *Dillenia India*. Antropopresja na terenach leśnych powoduje, że w miejsce karczowanego lasu wkraczają mniej wartościowe zbiorowiska traw *Thysaloniae maxima* i gatunki bambusa *Dendrocalamus hamiltonii* i *Dendrocalamus gigantea* (Ramakrishnan, Kushwaha 2001). Wymieszane są one z niewielkimi plantacjami palmy areki (*Areca catechu*), pnączami pieprzu betelowego (*Piper betle*) i sadami pomarańczy. Na obszarze

zrzuconego skrzydła uskoku Dauki, eksploatowane są odkrywkowo wapień, jeszcze od czasów przedkolonialnych, tj. przed 1760 r. (Lindsay 1840; Ludden 2003). Powierzchnia ich wydobycia ulega stałemu powiększaniu. Większość wydobytego wapienia jest wypalana na miejscu w 56 wapiennikach, natomiast pozostała część jest eksportowana do cementowni w Bangladeszu.



Ryc. 20. Szkic geomorfologiczny zlewni Sonai w okolicy Telab w (poziomice co 20 m)
 1 – stoki okryte cienką zwietrzeliną piaszczysto-gliniastą z głazami z odpadania na powierzchni, 2 – terasa, 3 – równina zalewowa, 4 – rozcięta krawędź uskoku Dauki, 5 – koryto skalne Sonai, 6 – koryto aluwialne Sonai, 7 – koryto cieku stałego, 8 – koryto cieku okresowego, 9 – wyrobisko kopalni wapieni, 10 – położenie profilu
 Geomorphological map of the Sonai catchment near Telab (contours every 20 m)
 1 – slope mantled by the thin sandy loam weathered cover with boulders delivered by rock fall, 2 – terrace, 3 – floodplain, 4 – dissected edge of the Dauki Fault, 5 – rocky channel of the Sonai river, 6 – alluvial channel of the Sonai river, 7 – channel of permanent stream, 8 – channel of ephemeral stream, 9 – limestone quarry, 10 – location of profile



Ryc. 21. Użytkowanie ziemi w zlewni Sonai w 2010 r.

1 – las tropikalny wiecznie zielony, 2 – zbiorowisko traw i krzewów, 3 – uprawa ryżu, 4 – obszar zabudowany, 5 – kopalnia wapieni, 6 – koryto Sonai, 7 – położenie profilu, 8 – wysokość (m n.p.m.)

Land use of the Sonai catchment in 2010

1 – tropical evergreen forest, 2 – grass and shrub, 3 – rice cultivation, 4 – built up area, 5 – limestone quarry, 6 – the Sonai channel, 7 – location of profile, 9 – elevation (m a. s. l.)

Cechy litologiczne i chronologia osadów w profilu Telab

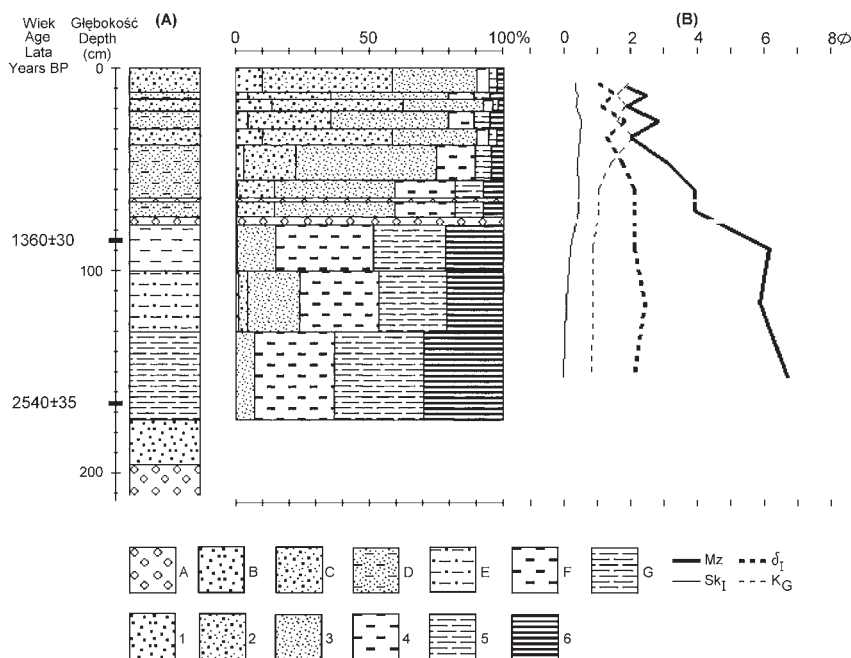
Profil Telab składa się z trzech wyraźnych ogniów (ryc. 22; fot. 6). Dolne ogniwo tworzą piaski i żwiry osadów korytowych. Od głębokości 173 cm przykrywa je 100 cm miąższości ogniwo osadów równiny zalewowej. Buduje je materiał drobny, pylasto-ilasty z domieszką piasku w stropie ($M_z=5,88$ do $6,73$ phi). Osad jest bardzo słabo wysortowany ($\delta_1=2,11$ do $2,43$), symetryczny

lub dodatnio skośny o rozkładzie platykurtycznym. Zawiera on najwięcej materii organicznej w całym profilu do 1,3% oraz śladowe ilości węgla wapnia ok. 0,1%. Wiek spągu ogniwa określono na 2540 ± 35 BP (801–541 BC), a stropu na 1360 ± 30 (612–765 AD, tab. 4). Górne ogniwo, od głębokości 77 cm, tworzy osad sedymentacji powodziowej zbudowany z naprzemian warstwowanych drobnoziarnistych piasków gliniastych i grubszego piasku. Jest to osad słabo wysortowany ($\delta_r = 1,11$ do 1,76), dodatnio skośny i skrajnie leptokurtyczny. Poza drobnymi węglami drzewnymi (0,2 mm) nie zawiera on materii organicznej. Zawartość węgla wapnia wzrasta tu do 0,6% i jest największa w całym profilu. Charakterystyczne są dwie wkładki grubych, nieobtoczonych żwirów wapiennych. Dolna wkładka na głębokości 73–77 cm zawiera żwiry wapienne o średnicy 5–6 cm. Górna wkładka, między 64 i 66 cm, składa się z dużych płasko ułożonych płytek wapiennych o długości do 10–12 cm. Strop profilu zmieniony jest przez współczesne procesy glebotwórcze i zawiera niewielką ilość materii organicznej oraz węgla wapnia – odpowiednio 0,3% i 0,1%.

Tabela 4. Wiek prób w profilu Telab 1 wyznaczony metodą ^{14}C i kalibrowany programem OxCal (Bronk Ramsey 2009) w oparciu o krzywą kalibracyjną IntCal09 (Reimer i in. 2004)

Głębokość (cm)	Materiał datowany	Wiek ^{14}C (lata BP)	Wiek kalibrowany 2σ (BC/AD)
85	gleba	1360 ± 30	612–694, 748–765 AD
165	gleba	2540 ± 35	801–726, 694–541 BC

W osadach profilu Telab nie znaleziono ziaren pyłków, tym samym nie nadają się one do wyciągania szczegółowych wniosków o zmianach szaty roślinnej na badanym terenie. Niemniej jest możliwa analiza zmian klimatu i działalności człowieka w oparciu o cechy litologiczne i chronologię górnego ogniwa profilu Telab. Wiek spągu osadów powodziowych wskazuje na to, że częstotliwość wezbrań Sonai wzrosła po 1360 BP (612–765 AD). Okres ten przypadł na średniowieczne optimum klimatyczne (900–1300 AD, Wanner i in. 2008). Na wyżynie był to okres 820–1540 AD, który był najwilgotniejszym w ostatnich 1500 latach. Charakteryzowały go wyższe i bardziej zmienne opady w okresie monsunowym oraz wilgotniejsze zimy w porównaniu do okresu wcześniejszego i obecnie (Breitenbach 2009; Sinha i in. 2011).



Ryc. 22. Skład granulometryczny (A) i parametry rozkładu uziarnienia (Folk, Ward 1957) osadów (B) w profilu Telab

Litologia: A – żwir z piaskiem, B – piasek gruboziarnisty, C – piasek średnioziarnisty, D – piasek gliniasto-pyłasty, E – muł piaszczysty, F – muł pyłasty, G – muł ilasty

Frakcja: 1 – piasek gruboziarnisty, 2 – piasek średnioziarnisty, 3 – piasek drobnoziarnisty, 4 – muł pyłasty, 5 – muł ilasty, 6 – il. Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Grain size composition (A), Folk-Ward's (1957) grain size distribution patterns (B) at the Telab profile

Sediment: A – gravel with sand, B – coarse sand, C – medium sand, D – loamy sand, E – sandy loam, F – silty loam, G – clayey loam. Fraction: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – silty loam, 5 – clayey loam, 6 – clay. Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Wkładki żwirów wapiennych o dużych średnicach, nawet do 12 cm, wskazują na wezbrania o dużej energii, mogące oprócz drobnej zawiesiny nieść gruby materiał. Równocześnie brak obtoczenia żwirów sugeruje ich krótki transport przez rzekę. Jest prawdopodobne, że żwiry wapienne nie pochodzą z koryta Sonai, ale są materiałem wydobytym z funkcjonujących w pobliżu kopalń wapieni. Świadczyć o tym mogą wyrównane średnice żwirów i ich charakterystyczny kształt w postaci płytek. Wapienie były składowane w hałdach w pobliżu koryta z przeznaczeniem do wypalenia na miejscu lub transportu łodziami w dół rzeki do Bangladeszu. Wkładki żwirów mogą więc być dowodem działalności człowieka-górnika w tym obszarze, znacznie starszej niż dokumentują to pierwsze źródła historyczne z połowy XVIII w. (Lindsay 1840; Ludden 2003).

Górne ogniwo profilu Telab (drobny osad sedymentacji powodziowej) prawdopodobnie zawiera materiał erodowany w źródłowej części zlewni Sonai, położonej na piaskowcowo-wapiennym płaskowyżu koło Cherrapunji. Depozycja osadu, spłukanego z górnej części zlewni Sonai, na równinie zalewowej koło Telab jest tym bardziej prawdopodobna, że większość osadu ze stoków i płaskodennych koryt na płaskowyżu w okolicach Cherrapunji została już usunięta. Równocześnie Sonai w środkowym biegu płynie głęboko wciętym korytem skalnym o dużym spadku i nie posiada równiny zalewowej, gdzie osad mógłby być deponowany.

3.2. ŚRODOWISKOWY WYMIAR WYTOPU ŻELAZA

Wydobycie i wytop rudy żelaza

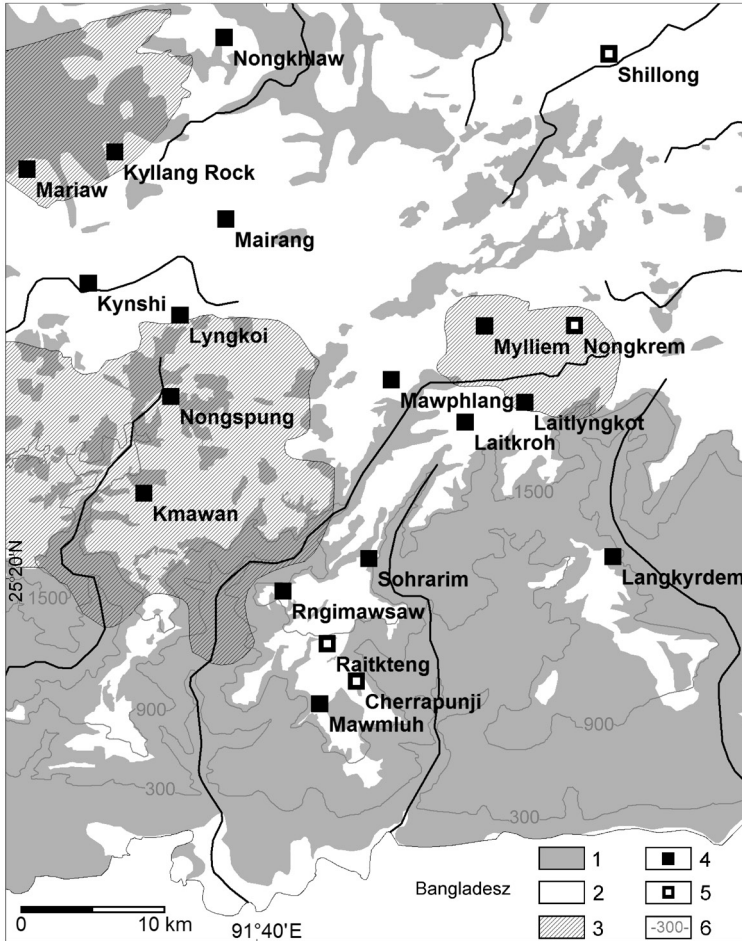
Bazę surowcową dla rozwoju hutnictwa żelaza na Wyżynie Meghalaya stanowiła zwietrzelina granitów (Yule 1842; Oldham 1854). Średni skład chemiczny granitów, rozrzuconych w wielu miejscach płaskowyżu, wykazuje małe zróżnicowanie zawartości wagowej SiO_2 (70%), Al_2O_3 (14%), Fe_2O_3 (4%), K_2O (4-6%) i Na_2O (2-4%). Udział każdego z pozostałych tlenków MgO , CaO , TiO_3 , MnO i P_2O_5 waha się w granicach 0,1-1,6%. W składzie mineralnym dominują skalenie potasowe (39%) nad plagioklazami i kwarcem (po 26%) oraz biotytem (9%). Domieszka minerałów akcesorycznych, takich jak muskowitu, chlorytu, apatyty, tytanitu i magnetytu stanowi 0,3-1,5% objętości skały (Kumar, Pieru 2010; Hazra i in. 2010; Ray i in. 2011). Granit w ciepłym i wilgotnym klimacie podlegał silnemu wietrzeniu chemicznemu. Doprowadziło to do wykształcenia piaszczysto-gliniastej pokrywy zwietrzelinowej. W trakcie procesu wietrzenia następowały zmiany składu chemicznego, prowadzące do wzbogacenia zwietrzeliny w tlenki żelaza na drodze utleniania żelazonośnych minerałów. Produktem wietrzenia był również kaolin, tworzący się wskutek rozpuszczania i wymywania mniej odpornych na wietrzenie składników skałeni (Guan i in. 2001).

Zwietrzelinę granitu pozyskiwano techniką odkrywkową, krusząc powierzchnię zwietrzałego granitu metalowymi prętami. Następnie urobek płukano na miejscu wydobycia w niewielkich potokach, w celu oddzielenia rudy od piasku (Yule 1842). Zawartość tlenków żelaza (FeO , Fe_2O_3) w piaszczysto-gliniastej zwietrzelinie granitu, określona metodą mokrej analizy chemicznej, sięga jedynie 10–12%. Podczas płukania wzbogacano ich zawartość w rudzie do ok. 35%. Pozostałą część rudy tworzyły minerały skały płonnej, głównie kwarc i skałeni potasowy. Oczyszczona ruda była transportowana i sprzedawana na lokalnych rynkach do przetopu (Oldham 1854).

Wytop żelaza odbywał się w piecu szybowym, napowierzchniowym, wielokrotnego użytku. Wysokość szybu wynosiła 150–180 cm, a średnica 50–60 cm (Cracroft 1832; Yule 1842). Wymiary umożliwiały użycie wsadu o objętości 0,3–0,5 m³. Paliwem używanym w procesie dymarskim był węgiel drzewny, produkowany najczęściej z subtropikalnych gatunków dębów porastających płaskowyż wyżyny (Yule 1842). Wsad do pieca stanowiła mieszanka rudy żelaza z węglem drzewnym. Ewenementem stosowanej technologii były, znalezione w trakcie badań terenowych, grudki rudno-żelaziste. Składają się one z żuźlowego rdzenia i otuliny rudnej wraz z domieszką węgla drzewnego. Obecność węgla drzewnego w otulinie sugeruje, że grudki były spiekane przed wprowadzeniem do pieca dymarskiego. Obserwacje przełomów grudek wskazują na intencjonalne oblepianie kawałków żuźla wzbogaconą rudą, w celu uzyskania odpowiednio wytrzymałego wsadu do pieca dymarskiego. Stwierdzona zawartość tlenków żelaza na poziomie ok. 35%, zwiększona jeszcze udziałem żuźla, dodatkowo sprzyjała procesom ożużlenia skały płonnej (Prokop, Suliga 2013). Końcowym produktem wytopu żelaza jest żelazo o porowatej strukturze - tzw. łupka, oraz odpady w postaci żuźli żelazistych. Waga łupki uzyskanej podczas jednorazowego wytopu, trwającego około godziny, wynosiła ok. 6,5 kg. Stosowana technologia pozwalała na wykonanie do 25 wytopów na dobę, dając do 160 kg żelaza z tego samego pieca. Podczas dalszego przekuwania na narzędzia (co najmniej 8-krotnego) łupka traciła ok. 43% wagi (Oldham 1854).

Przestrzenny i czasowy zasięg wydobywania i wytopu rud żelaza na Wyżynie Meghalaya

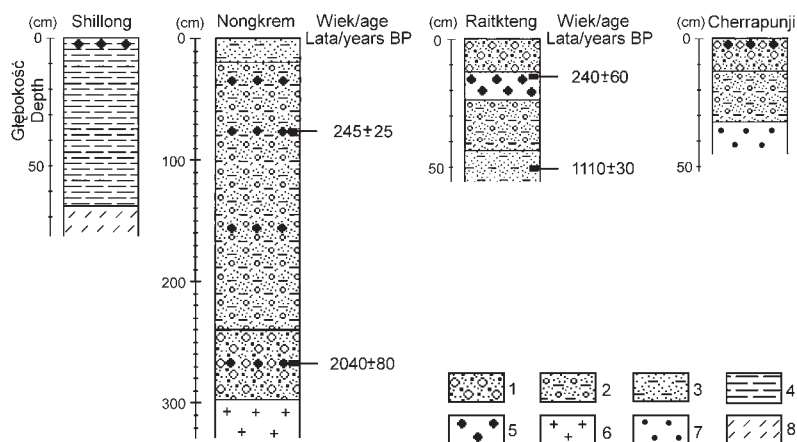
W celu rozpoznania przestrzennego i czasowego zasięgu wydobywania i wytopu rud żelaza do szczegółowych badań wyznaczono cztery stanowiska z żuźlami żelazistymi (ryc. 23). Podstawą do wyznaczenia stanowisk były opisy historyczne z XIX w. oraz stan zachowania żuźli żelazistych, znajdowanych w trakcie badań terenowych. Na wszystkich badanych stanowiskach wykonano analizy metaloznawcze żuźli, a na dwóch stanowiskach określono ich wiek metodą radiowęglową (ryc. 24; tab. 5; fot. 7).



Ryc. 23. Rozmieszczenie ośrodków wydobywania i przetwórstwa żelaza w połowie XIX w. w środkowej części Wyżyny Meghalaya na tle mapy lasów z 1910 r. i wychodni granitów (opracowanie autora na podstawie / by author on the basis of : Walters 1832; Yule 1842; Oldham 1854; GSI 1974)

1 – las, 2 – trawa porastająca zdegradowane gleby, 3 – wychodnie granitu zawierającego rudę żelaza, 4 – ośrodki wytopu rud żelaza, 5 – położenie analizowanych profili z żużłami żelazistymi, 6 – poziomicie (m n.p.m.)

The distribution of main centers of quarrying and smelting of iron in the mid-19th century at the background of the forest map from 1911 and granite outcrop with iron ore
 1 – forest, 2 – grassland with degraded soils, 3 – granite outcrops containing iron ore, 4 – places of iron smelting, 5 – location of analysed profiles with iron slag, 6 – contours (m a.s.l.)



Ryc. 24. Profile z żużłami żelazistymi w środkowej części Wyżyny Meghalaja
 1 – piasek ze żwirami, 2 – piasek ze żwirami zagliniony, 3 – piasek gliniasto-pyłasty, 4 – pył piaszczysty, 5 – żużle żelaziste, 6 – granit, 7 – piaskowiec, 8 – kwarcyt
 Profiles with iron slag in the middle part of the Meghalaya Plateau
 1 – sand with gravel, 2 – loamy sand with gravel, 3 – loamy sand, 4 – loam, 5 – iron slag, 6 – granite bedrock, 7 – sandstone bedrock, 8 – quartzite bedrock

Tabela 5. Wiek węgla drzewnych znalezionych w żużłach żelazistych i osadach genetycznie związanych z wytopem żelaza wyznaczony metodą ^{14}C i kalibrowany programem OxCal (Bronk Ramsey 2009) w oparciu o krzywą kalibracyjną IntCal09 (Reimer i in. 2009)

Profil	Numer próby	Głębokość (cm)	Wiek ^{14}C (lata BP)	Wiek kalibrowany 2σ (BC/AD)	Kontekst datowania
Nongkrem 6	N6/1	80	245±25	1527–1552 AD 1633–1673 AD 1777–1800 AD 1941–1954 AD	żużle żelaziste przykryte warstwą gleby
	N6/3	270	2040±80	353–295 BC 229–220 BC 211 BC–128 AD	żużle żelaziste leżące bezpośrednio na zwietrzelinie granitu, najstarszy wiek wytopu żelaza w NE Indiach
Raitkteng	R4/2	12	240±60	1480–1698 AD 1725–1815 AD 1835–1878 AD 1916–1955 AD	strop rozległej warstwy żużli żelazistych o miąższości 13 cm
	R4/4	55	1110±30	880–1014 AD	poziom węgiel drzewnych pod warstwą żużli wskazujący na możliwe początki wylesiania

Stanowisko Shillong (27°37'09"N, 91°53'49"E) znajduje się na obszarze kwarcytów, na wierzchołku pola zajętego pod uprawę. Pojedyncze żuźle żelaziste o rozmiarach dochodzących do 20 cm, występują na powierzchni kilkudziesięciu metrów kwadratowych. Utwory pylasto-piaszczyste podścielające stanowisko nie zawierają węgla drzewnych ani śladów po wytopie żelaza. Żuźlom towarzyszy megalit (duży kamień częściowo obrobiony o charakterze kultowym) wykonany z miejscowego kwarcytu.

Stanowisko Nongkrem 6 (N6) (25°29'34"N, 91°52'54"E) znajduje się na obszarze intruzji granitu, będącej jednym z głównych miejsc wydobywania rudy żelaza na wyżynie (Yule 1842). Położone jest ono ok. 250 m na północ od opisanych wcześniej profili Nongkrem 1 i Nongkrem 2, na prawym brzegu potoku Nongkrem (por. ryc. 12, 13). Pozostałością po eksploatacji i płukaniu rudy oraz jej wytopie, są kilkumetrowej miąższości piaski ze żwirami, żuźlami żelazistymi, węglami drzewnymi, resztkami dysz kaolinowych i grudkami rudno-żelazistymi.

W spągu obejmującym gruboziarnistą zwietrzelinę *in situ*, wraz z częściowo zwietrzalymi głazami granitu, na głębokości 270 cm znaleziono kilkanaście żuźli żelazistych o średnicy dochodzącej do 20 cm. Przeprowadzona analiza składu chemicznego zwietrzliny wskazuje na to, że ma ona niemal identyczny skład chemiczny z pokrywami zwietrzelinowymi pod zachowanym naturalnym wiecznie zielonym lasem liściastym koło wsi Nongkrem (por. profil N10; ryc. 12, 13). Położenie żuźli bezpośrednio na zwietrzelinie, przykrytej warstwą osadów o znacznej miąższości, może świadczyć o stanowisku pochodzącym z początków rozwoju hutnictwa żelaza na wyżynie. Wiek węgla drzewnego, wydobytego z wnętrza jednego z żuźli, określono na 2040±80 BP (353 BC–128 AD). Najstarsze żuźle przykrywają piaski zaglinione ze żwirami o średnicy do 0,5 cm i niewielką zawartością materii organicznej do 0,3%. W ich obrębie widocznych jest kilka kolejnych warstw żuźli żelazistych o średnicy do 10 cm na głębokościach 40, 80 i 160 cm. Wiek węgla wydobytego z jednego z żuźli na głębokości 80 cm określono na 245±25 BP. Stropowa część osadów ma wyraźnie wykształcony profil glebowy o miąższości 50 cm i zawartości materii organicznej ok. 2,7%. Na jego zajętej pod uprawę powierzchni znaleziono liczne grudki rudno-żelaziste i dysze. Obecność dysz wskazuje na stosowanie w procesie dymarskim dmuchu sztucznego, potwierdzonego w źródłach pisanych z połowy XIX w. Przeprowadzone badania wskazują na to, że dysze były wykonywane z glinki kaolinowej, zarabianej z piaskiem kwarcowym i następnie spiekanej. Zastosowanie sztucznego dmuchu ułatwiało osiągnięcie temperatur w piecu, potrzebnych do upłynnienia rudy żelaza (ok. 1200°C).

Stanowisko Raitkteng (25°18'00"N, 91°42'40"E) na obszarze zbudowanym z piaskowca żelazistego tworzą deluwia u podnóża stoku. Dolne ogniwo budują piaski gliniasto-pylaste o zawartości materii organicznej 0,5%. Na głębokości ok. 50 cm widoczny jest poziom węgli drzewnych o średnicach 0,5 cm, których wiek radiowęglowy określono na 1110±30 BP (880 AD–1014 AD). Poziom ten może wskazywać na okres intensywnego wylesiania tej części płaskowyżu. Wyżej zalega warstwa zaglinionego piasku ze żwirami do 0,5 cm, przykryta na głębokości 22 cm żużłami żelaza z licznymi węglami drzewnymi do 2 cm. Wiek węgla drzewnego w stropie tej warstwy, na głębokości 12 cm, określono na 240±60 BP. Warstwa ta rozciąga się na powierzchni co najmniej kilkudziesięciu metrów kwadratowych, wskazując na wytop żelaza prowadzony na dużym obszarze. Strop profilu (współczesna gleba) ma charakter bruku z zawartością szkieletu ok. 60%. Tworzą ją piaski ze żwirami o średnicach dochodzących do 2 cm. Zawartość materii organicznej sięga 3%. Całość przerośnięta jest gęstym systemem korzeniowym traw.

Stanowisko Cherrapunji (25°16'12"N, 91°44'15"E) znajduje się również na obszarze piaskowców żelazistych w obrębie rozległego, płaskiego dna doliny. Teren ze szkieletowymi glebami porastają zbiorowiska traw. Sporadycznie spotyka się megality. Żużle żelaziste są nieregularnie rozrzucone na obszarze kilkuset metrów kwadratowych. Rozmiary żużli wahają się od kilku do 20 cm. Są to prawdopodobnie pozostałości po rozproszonych stanowiskach dymarskich, często opisywanych w tym rejonie (Yule 1842; Hooker 1854). W płytkim wkopie do ok. 30 cm, sięgającym skały macierzystej, nie stwierdzono śladów po dawnym wytopie żelaza.

Charakterystyka żużli żelazistych

Żużle z ze stanowisk Shillong i Raitkteng były spuszczone z pieca w formie płynnej (fot. 8). Widoczne jest warstwowe nakładanie się wypływającego żużla na poprzednio wykrystalizowane wypływki. Wypływki żużla miały różną objętość, co skutkowało szybszym lub wolniejszym procesem krystalizacji. Tak dobrze upłynniony żużel tworzy się w wyższych temperaturach i aby je osiągnąć konieczne jest użycie miecha, podłączonego do pieca o odpowiedniej wysokości. Szyb pieca dymarskiego o wysokości 120 cm już spełnia wymogi konieczne do osiągnięcia temperatury topnienia rudy żelaza. Żużle ze stanowisk Nongkrem i Cherrapunji pochodzą z dolnej części pieca i charakteryzują się dużą niejednorodnością strukturalną na przekroju. W strukturze żużli widoczna jest tylko częściowo zredukowana ruda oraz porowata powierzchnia z wieloma zagłębieniami po gazach. Żużle te tworzyły się w niższych temperaturach i nie były jeszcze płynne.

Osnowę struktury żużli stanowi fajalit (Fe_2SiO_4), z dendrytycznymi ziarnami wistytu (FeO). W przestrzeniach międzyziarnowych fajalitu wykryły się niskotopliwe eutektyki FeO -(Fe_2SiO_4), mulit ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$)

i hercynit (FeAl_2O_4). W strukturze widoczne są pojedyncze ziarna żelaza metalicznego. Próbki żużla ze stanowiska Nongkrem, poza fajalitem i dendrytami wistytu, charakteryzują się zwiększonym udziałem związków tytanu, w obecności innych faz (Ti-Fe-O, Fe-Al-O (punkt 4) oraz Al-Si-K-O (punkt 7), fot. 9), o zawartości typowej dla żużli kwaśnych (Prokop, Suliga 2013). Występowanie magnetytu potwierdza pochodzenie rudy z otaczających stanowisko złóż zwietrzeliiny granitu. Wysoka zawartość żelaza w żużlach (>55%) wskazuje, że proces wytopu nie był efektywny, ale nie różnił się od innych przeprowadzanych w tym czasie na kontynencie Euroazjatyckim (Pigott 1999). Dopiero ponowne użycie żużli w postaci grudek rudno-żelazistych, jako wsadu do przetopu wraz świeżą rudą żelaza, podnosiło efektywność wytopu.

Wpływ przetwórstwa żelaza na środowisko przyrodnicze środkowej części Wyżyny Meghalaya

Wiek węgla drzewnych wskazuje na to, że wytop żelaza na Wyżynie Meghalaya został zapoczątkowany co najmniej 2040 BP (353 BC–128 AD). O ciągłości produkcji metalurgicznej na dużym obszarze świadczą wiele stanowisk z poziomami żużli żelazistych, dysz, grudek rudno-żelazistych, znalezionych w obrębie kilkumetrowej miąższości osadów płukanych piasków. Produkcję dymarską potwierdzają również zbliżone cechy strukturalne i skład chemiczny żużli, określone w oparciu o analizę mikroskopową optyczną i rentgenowską. Wiek węgla drzewnych zawartych w żużlach ze stropów osadów profili w Nongkrem i w Raitkteng koło Cherrapunji, określony odpowiednio na 245 ± 25 BP i 240 ± 60 BP, dokumentuje prowadzenie wytopu żelaza aż do początków XIX w., co zostało również opisane przez naocznych świadków. Dane statystyczne z 1858 r. wykazują, że żelazo było jednym z głównych produktów eksportowych z centralnej części Wyżyny Meghalaya, a roczny eksport sięgał 1866 ton (Allen 1858; Prokop 2007). Eksportu nie wykazują już statystyki z połowy lat 70. XIX w. (Hunter 1879). Upadek metalurgii związany był z dostawami taniego żelaza z Anglii.

Produkcja żelaza na Wyżynie Meghalaya, spowodowała duże zmiany w środowisku przyrodniczym. Ciągły proces wytopu, trwający przez 2000 lat, wymagał wydobycia i wypłukania olbrzymich ilości zwietrzeliiny granitu. Można szacować, że przy stosowanej na wyżynie wielkości pieca, podczas tylko jednego wytopu zużywano kilkadziesiąt kilogramów już wypłukanej rudy. Jeszcze większe zmiany nastąpiły w postaci degradacji szaty roślinnej. Lasy były głównym źródłem drewna do produkcji węgla drzewnego używanego w procesie dymarskim, a produkowane narzędzia metalowe ułatwiły ich karczunek. O tak dużej skali produkcji żelaza, znacznie przekraczającej zapotrzebowanie mieszkańców, decydował chłonny rynek zbytu na Nizinie Bengalskiej.

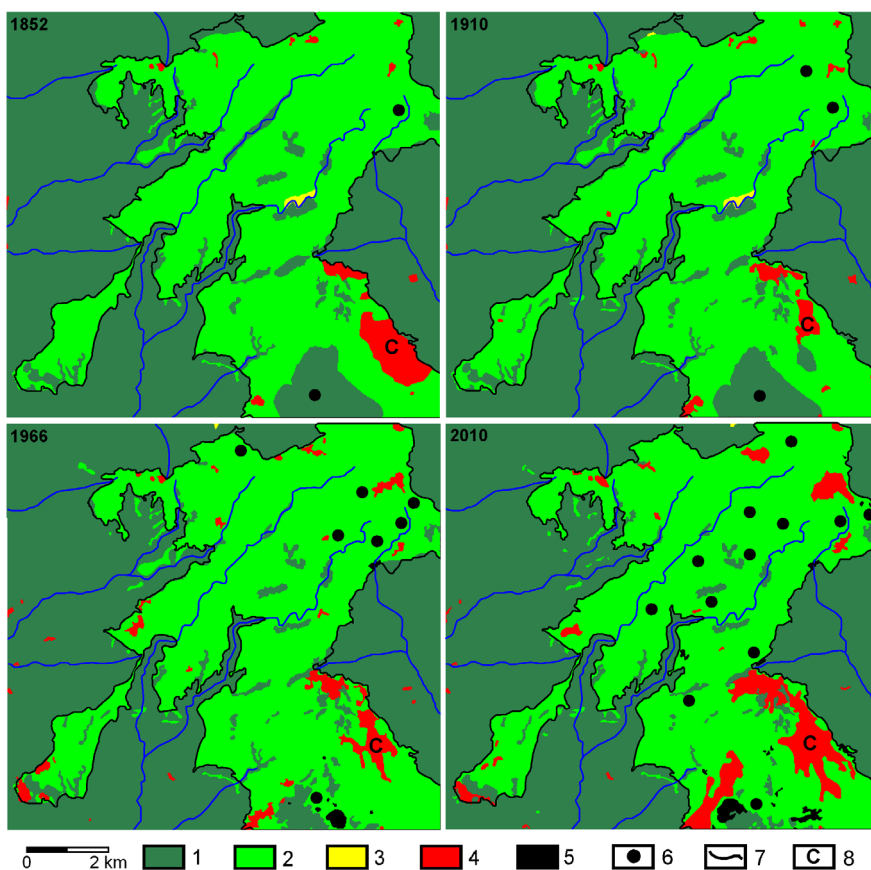
Pozostaje kwestią otwartą czy metalurgia żelaza rozwinęła się na Wyżynie Meghalaya niezależnie od innych tego typu ośrodków w Indiach, czy też była kolejnym etapem dyfuzji technologii wytopu, która dotarła do ujścia Gangesu i Brahmaputry, a więc blisko zachodniej granicy wyżyny, ok. 700 lat BC. W Azji Południowo-Wschodniej początki wytopu żelaza sięgają 500 lat BC i zakłada się, że umiejętność ta została przekazana z zachodniej lub północnej Azji, być może z Indii (Bellwood 1997). W sąsiednich Chinach w tym czasie wytapiano już żelazo o dużym stopniu nawęglenia, różniące się znacząco od produkowanego we wszystkich sąsiadujących krajach (Wagner 1999). Z przedstawionej analizy wynika, że po okresie migracji ludności austroazjatyckiej i zasiedleniu NE Indii w neolicie, jej dalsze kontakty kulturowe z obszarami Azji Południowo-Wschodniej wygasły. Wniosek ten uprawnia do postawienia trzech hipotez, szukających źródeł rozwoju metalurgii na Wyżynie Meghalaya. Możliwe jest, że znajomość wytopu żelaza została przeniesiona wraz z migracją ludności austroazjatyckiej z Niziny Gangesu, wypieranej z tego terenu w trakcie tworzenia się pierwszych imperiów w środkowych Indiach (por. ryc. 6, 7). Poznanie wytopu mogło być też wynikiem jedynie dyfuzji wiedzy, dzięki kontaktom handlowym ludności Khasi z mieszkańcami sąsiadujących nizin. Wreszcie nie można wykluczyć odkrycia oryginalnego sposobu wytopu żelaza, wypracowanego metodą prób i błędów przez mieszkańców wyżyny. Niezależnie jednak od sposobu pozyskania tej umiejętności można stwierdzić, że mieszkańcy NE Indii już co najmniej 2000 lat temu posiadali wiedzę i narzędzia, pozwalające im na efektywne przekształcanie środowiska przyrodniczego poprzez karczunek lasu, uprawę ziemi i przetwórstwo metali.

3.3. ZMIANY UŻYTKOWANIA ZIEMI OKOLIC CHERRAPUNJI W OSTATNICH 150 LATACH

Skutki oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze Wyżyny Meghalaya najwyraźniej widać blisko krawędzi jej południowego skłonu, zbudowanego z odpornych na wietrzenie piaskowców i wapieni oraz otrzymującego najwyższe opady 11000-12000 mm rocznie (Starkel, Singh 2004; Soja, Starkel 2007). Badaniami zmian użytkowania ziemi objęto płat wyżyny o powierzchni 53 km² w okolicach Cherrapunji. Kompilacja map z pierwszego kartowania tego obszaru w 1842 r. i 1852 r., wsparta opisami i rycinami z tego samego okresu, pozwala stwierdzić, że płaskowyż okolic Cherrapunji był już wtedy w przeważającej części wylesiony (Walters 1832; Hooker 1854; ryc. 25; tab. 6).

Tabela 6. Zmiany użytkowania ziemi (%) na płaskowyżu w okolicach Cherrapunji w latach 1852–2010

Kategoria użytkowania ziemi	1852	1910	1966	2010
Las liściasty wiecznie zielony	11,9	12,1	7,1	4,8
Zbiorowisko traw	83,8	85,4	88,1	85,5
Uprawa	0,2	0,3		
Obszar zabudowany	4,1	2,2	4,4	8,5
Kopalnia odkrywkowa wapieni i piaskowców			0,4	1,2



Ryc. 25. Zmiany użytkowania ziemi w okolicach Cherrapunji w latach 1852–2010
 1 – las liściasty wiecznie zielony, 2 – zbiorowisko traw, 3 – uprawa, 4 – zabudowania, 5 – kopalnia odkrywkowa wapieni i piaskowców, 6 – kopalnia odkrywkowa węgla kamiennego, 7 – granica płaskowyżu, 8 – Cherrapunji

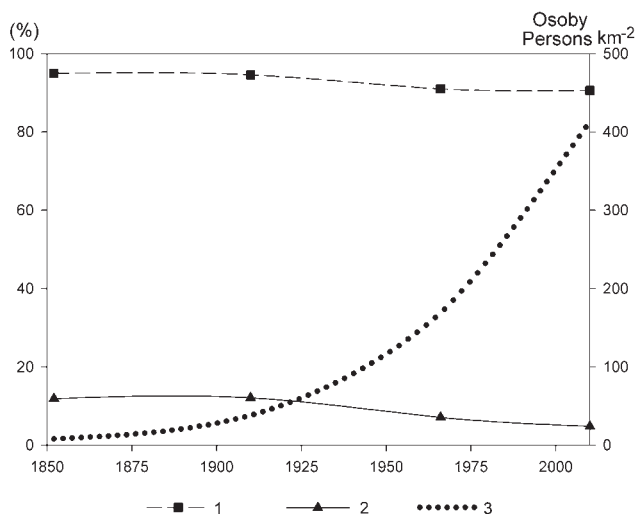
Land use changes near Cherrapunji for the years 1852–2010

1 – broad leaved evergreen forest, 2 – grassland, 3 – cultivated land, 4 – built up area, 5 – limestone and sandstone quarry, 6 – coal quarry, 7 – plateau border, 8 – Cherrapunji

Analiza struktury użytkowania ziemi w kolejnych przekrojach czasowych pokazuje, że opisany wcześniej krajobraz okolic Cherrapunji nie zmienił się istotnie aż do czasów współczesnych. Zmiany użytkowania ziemi w latach 1852–2010 objęły jedynie kilkanaście procent badanego obszaru. Zanotowano spadek powierzchni lasu o 7,1%, kosztem przyrostu obszarów porośniętych zbiorowiskami traw. Niewielki przyrost powierzchni zalesionej widać jedynie w północno-zachodniej części płata wyżynnego, głębiej rozciętego gęstą siecią rzeczną. Lasy, które zakłada się, że dawniej porastały cały teren płaskowyżu, w 1852 r. zajmowały tylko 11,9% jego powierzchni i do 2010 r. zmniejszyły swój udział do 4,8%. Powierzchnia zbiorowisk trawiastych zwiększyła się o 1,7% w tym czasie, a jej zmiany w dużym stopniu zależały od zmian powierzchni zabudowanych. Relacje między tymi dwoma kategoriami użytkowania ziemi są najbardziej dynamiczne w całym badanym okresie (tab. 7). Związane jest to głównie ze zmianami powierzchni największego ośrodka osadniczego, jakim jest Cherrapunji. Ta początkowo niewielka wieś, po przybyciu Brytyjczyków została rozbudowana, stając się głównym centrum administracyjnym na wyżynie. W 1872 r. Cherrapunji liczyło 443 mieszkańców (*Government of Bengal* 1872). Jednak nawet wtedy gęstość zaludnienia w badanej części płaskowyżu nie przekraczała 5–8 osób km⁻². Nie zmieniło tego odkrycie w 1840 r. i eksploatacja węgla kamiennego, która z powodu nieopłacalnego wydobycia nie rozwinęła się na większą skalę (Prokop 2007). Po ustanowieniu stolicy Meghalaya w Shillongu, nastąpiło zmniejszenie powierzchni Cherrapunji. W 1911 r. na całym badanym obszarze 53 km² liczba ludności sięgnęła 2000 osób (*Government of Bengal* 1915). Dopiero w drugiej połowie XX w. nastąpił gwałtowny wzrost zaludnienia. Spowodowany był on eksplozją demograficzną i lokalizacją w 1961 r. cementowni w okolicach Cherrapunji, eksploatującej złoża wapieni. Doprowadziło to z czasem do zwiększenia powierzchni zabudowanej wokół tego największego zakładu przemysłowego w Meghalaya oraz do ponownej rozbudowy Cherrapunji, które uzyskało status miasta. Obok wydobycia wapieni rozwinęła się eksploatacja piaskowców na potrzeby budownictwa, zlokalizowana wzdłuż dróg w małych kamieniołomach. Na niewielką skalę kontynuowane jest również odkrywkowe wydobycie węgla kamiennego przez prywatnych właścicieli kopalń. Ta kategoria użytkowania ziemi jest zaznaczona jedynie punktowo i nie jest włączona do obszaru kopalni odkrywkowych, ze względu na małe powierzchnie (por. ryc. 25). Obecnie liczba ludności w tej części płaskowyżu wzrosła do 25 000, z czego prawie 60% mieszka w Cherrapunji (*Government of India* 2011).

Tabela 7. Dominujące kierunki zmian użytkowania ziemi w okolicach Cherrapunji (uwzględniające zmiany tylko >1% całkowitej powierzchni badanego obszaru)

Kierunek zmiany użytkowania ziemi	1852-1910	1910-1966	1966-2010
Bez zmian	94,6	89,5	87,1
Las - zbiorowisko traw		4,7	2,0
Zbiorowisko traw - obszar zabudowany		2,8	4,9
Obszar zabudowany - zbiorowisko traw	2,8		



Ryc. 26. Stabilność użytkowania ziemi na tle powierzchni lasów i gęstości zaludnienia na płaskowyżu w okolicach Cherrapunji w latach 1852-2010

1 – powierzchnia obszaru stabilnego użytkowania ziemi (%), 2 – powierzchnia lasu (%), 3 – gęstość zaludnienia (osoby km^{-2})

Land use stability at the background of forest area and population density on the spur near Cherrapunji for the years 1852-2010

1 – area of stable land use (%), 2 – forest area (%), 3 – population density (persons km^{-2})

Mała dynamika zmian struktury użytkowania ziemi wskazuje, że główna faza wylesiania miała miejsce jeszcze przed początkiem XIX w. (ryc. 26). W 1852 r. obszary porośnięte trawami zajmowały ponad 80% powierzchni płata wyżynnego w okolicach Cherrapunji. Lasy porastały głównie strome stoki kanionów i trudno dostępne, głębiej wcięte doliny w obrębie płata wyżynnego. Rolnictwo już wtedy nie odgrywało istotnej roli w systemie użytkowania ziemi. Płytke gleby z małą zawartością składników odżywczych oraz krótkie i strome stoki (80% stoków na powierzchni badanego obszaru ma nachylenie przekraczające 8%) w warunkach wysokich opadów, ograniczały możliwość uprawy, nawet z wykorzystaniem zabezpieczeń przeciwoerozyjnych. Człowiek dostosował osadnictwo i gospodarkę do niewielkich zasobów leśnych. Większość wsi zlokalizowana została na płaskim terenie, w pobliżu krawędzi płata wyżynnego. Dawało to mieszkańcom możliwość prowadzenia hodowli i pasterstwa oraz wydobycia minerałów na powierzchni płaskowyżu,

jak i korzystania z zasobów lasu na zboczach kanionów. Znaczna część mieszkańców Cherrapunji i okolic znalazło zatrudnienie w cementowni, kopalniach surowców skalnych oraz sektorze usługowym rozwiniętym wokół tego lokalnego ośrodka administracyjnego. Osiągnięta nowa równowaga w środowisku przyrodniczym, po okresie wylesiania i erozji w przeszłości, jest bardzo trwała.

3.4. WPŁYW ZMIAN UŻYTKOWANIA ZIEMI NA WŁAŚCIWOŚCI GLEB, NATEŻENIE EROZJI I SPŁYW POWIERZCHNIOWY

Działalność człowieka związana z wylesianiem spowodowała znaczące przyspieszenie obiegu wody i erozji na powierzchni pagórkowatego płaskowyżu Meghalaya. Duży wpływ na zapis skutków tej działalności w pokrywach zwietrzelinowych i glebach ma przestrzenna zmienność opadu i zróżnicowana litologia podłoża.

Na obszarze występowania kwarcytów miąższość pokryw zwietrzelinowych zbudowanych z pyłów piaszczystych sięga ok. 2–3 m (tab. 8; Prokop, Poręba 2012). Lasy naturalne zostały tutaj całkowicie wykarczowane. Większość obszaru zajęta jest pod intensywną uprawę roślin okopowych z krótkim 2–3-letnim okresem odłogowania (system ugorowy). Tereny o bardziej zdegradowanych glebach, trwale porośnięte zbiorowiskami traw, wykorzystywane są jako pastwiska. Na stokach zajętych pod uprawę zaznacza się obniżenie miąższości profilu glebowego wskutek erozji o ok. 20–30 cm w stosunku do mniej narażonej na straty gleby wierzchowiny. Dna dolin wypełniają pyły piaszczyste o zawartości piasków o połowę niższej w porównaniu z wierzchowiną. Świadczy to o intensywnej roli selektywnego spłukiwania. W powierzchniowym poziomie gleby całej kateny stokowej zawartość materii organicznej waha się w niewielkich granicach 1,7–2,0%.

Sąsiadujące z kwarcytami wychodnie granitu są zwietrzałe do głębokości 15–20 m (widoczne odkrywki w kamieniołomach). Gruboziarnista struktura granitów na wyżynie powoduje, że gleby wykształcone na ich zwietrzelinie zawierają dużą ilość części szkieletowych. Na wierzchowinach pod naturalnym lasem liściastym powierzchniowy poziom o miąższości 20 cm budują pyły piaszczyste z 15% udziałem szkieletu i dużą zawartością materii organicznej ok. 11%. Pod tym poziomem udział szkieletu wzrasta do 19%, a zawartość materii organicznej szybko spada do 2,7%. Głębiej, w masie piasków ze żwirami znajdują się zatopione głązy granitu, które odsłaniają się na wylesionych stokach, świadcząc o intensywnej erozji. W dnach dolin miąższość osadów, zbudowanych z przemienne warstwowanych drobno- i gruboziarnistych piasków ze żwirami, dochodzi do 4 m (Prokop 2010a; Prokop, Bhattacharyya 2011b). Poza obszarami lasu zawartość materii organicznej, w powierzchniowych poziomach gleby, nie przekracza 2,5%.

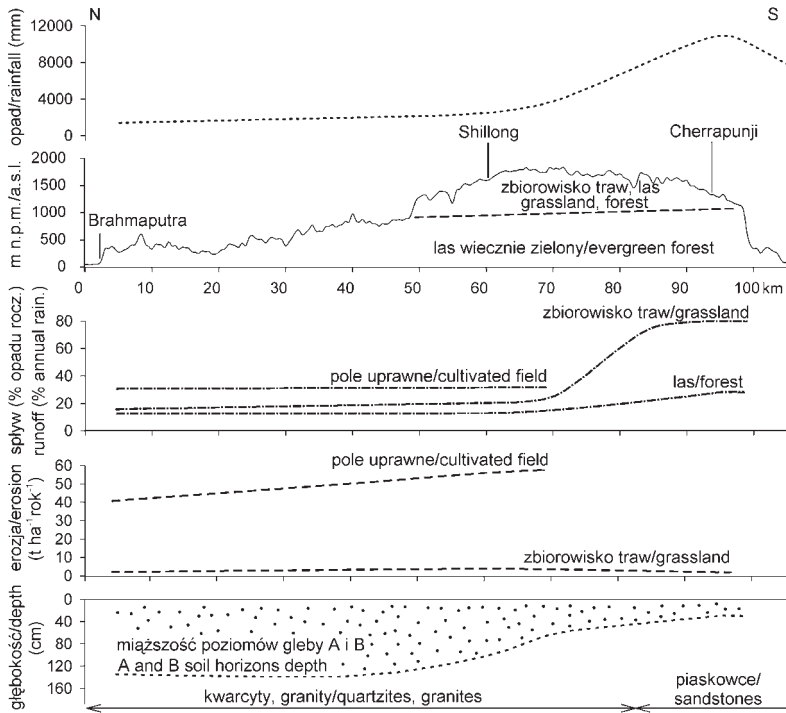
Tabela 8. Wpływ użytkowania ziemi na wybrane cechy fizyczne i chemiczne Inceptisoli między Shillongiem a Cherrapunji na Wyżynie Meghalaya

Średni opad roczny (mm)/skała macierzysta	Forma rzeźby	Kategoria użytkowania ziemi	Poziom gleby	Głębokość (cm)	Barwa	Szkielet (%)	Piasek (%)	Pył (%)	Ił (%)	Ciężar objętościowy (g cm ⁻³)	Materia organiczna (%)	pH (H ₂ O)
3000-5000 kwarcyt	Wierzchowina	Pole uprawne	A	0-20	10YR3/6	-	36,2	60,1	3,7	1,1	1,9	5,0
			Bw	20-40	10YR4/4	-	21,4	73,8	4,8	1,2	0,8	5,2
			BwC	40-60	10YR5/4	-	16,2	78,2	5,6	1,2	0,6	5,4
	Stok		A	0-10	10YR3/6	-	26,7	68,9	4,4	1,1	1,7	4,9
			BwC	10-20	7.5YR4/6	-	15,2	77,8	7,0	1,2	0,5	5,1
	Dno doliny		A	0-20	10YR3/3	1,4	8,8	77,4	13,8	0,9	2,0	5,1
			ABw	20-40	10YR4/3	1,0	17,8	71,9	10,3	0,8	1,8	5,2
3000-5000 granit	Wierzchowina	Las naturalny	A	0-20	7.5YR3/3	15,0	15,4	69,5	15,1	1,0	11,0	5,1
			BrC	20-30	5YR4/4	19,2	29,8	61,2	9,0	1,2	2,7	5,3
	Wierzchowina	Pole uprawne	A	0-20	10YR4/3	18,0	19,2	66,1	14,7	1,1	2,4	4,8
			BrC	20-30	5YR4/4	20,1	30,5	60,0	9,5	1,2	2,0	5,2
	Stok		A	0-20	10YR4/3	18,0	25,2	65,8	9,0	1,1	2,4	4,8
			BrC	20-30	5YR4/4	19,2	29,7	63,3	7,0	1,2	1,5	5,2
	Dno doliny		A	0-20	10YR4/3	20,3	25,7	65,2	9,1	1,3	1,0	5,1
Br			20-50	10YR4/4	21,0	29,8	62,3	7,9	1,4	0,5	5,2	
11000-12000 piaskowiec	Wierzchowina		Las naturalny	ABr	0-20	10YR4/6	1,6	55,2	24,9	19,9	1,3	5,3
		Br/C		20-30	10YR5/8	5,0	35,0	41,2	23,8	1,2	0,5	5,4
	Wierzchowina	Zbiorowisko traw	ABr	0-15	2.5Y3/2	65,3	77,6	18,1	4,3	1,4	3,6	4,5
			A/Br	15-20	10YR5/6	3,5	52,0	38,9	9,1	1,2	2,1	5,3
			Br/C	20-30	10YR5/8	6,0	36,2	41,9	21,9	1,2	-	5,4
	Stok		A/Br	0-15	2.5Y3/2	60,1	80,8	14,4	4,8	1,3	3,3	4,7
			Br/C	15-30	10YR5/6	9,0	51,9	33,4	19,7	1,2	1,4	5,3
Dno doliny	A		0-20	2.5Y4/2	3,2	92,0	6,5	1,5	1,4	0,8	4,9	
	Bn		20-40	2.5Y3/2	3,5	86,1	10,0	3,9	1,4	0,5	4,8	

Gleby bliżej południowej krawędzi płaskowyżu w okolicach Cherrapunji, rozwinięte na piaskowcach i wapieniach, są słabiej wykształcone i płytsze (Nair i in. 2005). Pokrywa glebowa jest nieciągła z licznymi wychodniami gruboławicowego piaskowca na powierzchni. Wysoki opad sprzyja wymywaniu jonów zasadowych z ich górnych poziomów (Degórski 2011). Na wierzchowinie pod naturalnym lasem liściastym, którego niewielkie płaty przetrwały do czasów obecnych, miąższość pokrywy zwietrzelinowej sięga jedynie 30–40 cm. Tworzą ją gliny piaszczyste o małym udziale szkieletu (<5%) i dużej zawartości materii organicznej (>5%).

Na obszarach wylesionych, poddanych silnej erozji w przeszłości i porośniętych obecnie zbiorowiskami traw, gleby wierzchowin i stoków pozbawione są górnych horyzontów, a ich powierzchnia ma charakter słabo przepuszczalnego bruku o średniej miąższości 15 cm. Bruk tworzą piaski gliniaste i gliny piaszczyste z frakcją szkieletową przekraczającą 60% i zawartością materii organicznej do 3,6% (Nair i in. 2005; Prokop 2010b). Zbiorowiska traw porastające zdegradowane gleby, wykorzystywane są pod wypas, a uprawy ograniczone są jedynie do ogródków przydomowych.

Zmiany, jakie zaszły w strukturze użytkowania ziemi i budowie profili glebowych wpłynęły znacząco na natężenie erozji i obieg wody. Na obszarze kwarcytów, z rocznym opadem sięgającym 3000–5000 mm, średnie wieloletnie natężenie erozji (szacowanej metodą ^{137}Cs) na polach uprawnych waha się między 32 a 79 t ha⁻¹ rok⁻¹, przy nachyleniach stoku odpowiednio od 5° do 27° (ryc. 27). Na zdegradowanych obszarach porośniętych zbiorowiskami traw, erozja zmniejsza się jedynie do 0,5 t ha⁻¹ rok⁻¹ (Prokop, Poręba 2012). Na polu uprawnym z roślinami okopowymi spływ powierzchniowy może sięgać 30% opadu rocznego. W lesie sosnowym, z dobrze rozwiniętą warstwą runa, udział spływu powierzchniowego w opadzie rocznym zmniejsza się do 12% (Mishra, Ramakrishnan 1983a,b).



Ryc. 27. Spływ powierzchniowy i średnie wieloletnie natężenie erozji gleb (na podstawie pomiarów ^{137}Cs), na stokach ($25\text{--}35^\circ$) pod różnymi kategoriami użytkowania ziemi, wzdłuż gradientu opadowego N-S przez Wyżynę Meghalaya (opracowanie autora na podstawie / by the author on the basis of: Singh i in. 1981; Khiewtam 1986; Ram 1986; Froehlich 2004a,b,c; Prokop, Poręba 2012)

Runoff and mean soil erosion (on the basis of ^{137}Cs measurements) on slopes ($25\text{--}35^\circ$) under different land use along N-S rainfall gradient on the Meghalaya Plateau

Na obszarze występowania piaskowców z opadem rocznym sięgającym 11 000–12 000 mm, podczas częstych ulew dochodzi do hortonowskiego spływu, niezależnie od sposobu użytkowania ziemi. Duży udział frakcji szkieletowej w powierzchniowym poziomie gleby porośniętej trawą, obniża jej pojemność wodną i powoduje, że aż 76% wody opadowej odprowadzane jest w postaci spływu powierzchniowego (Ram 1986). Wobec niedoboru frakcji spławialnej natężenie erozji (szacowanej metodą ^{137}Cs) wynosi jedynie $2,1 \text{ t ha}^{-1}\text{rok}^{-1}$ (Froehlich 2004a,b,c). W naturalnym lesie liściastym gęsty system korzeniowy drzew i runa leśnego chroni glebę przed erozją, a duża zawartość materii organicznej i liczne pory ułatwiają infiltrację wody w głąb pokryw zwietrzelinowych (Budek, Prokop 2005). W takich warunkach jedynie 27% wody opadowej jest odprowadzane w postaci spływu powierzchniowego (Khiewtam 1986).

Na badanej części płaskowyżu działalność człowieka nałożyła się na naturalną, dużą zmienność przestrzenną opadu oraz zróżnicowane właściwości pokryw zwietrzelinowych i gleb. W środkowej części wyżyny zbudowanej ze skał metamorficznych i wylewnych, w zasięgu opadów 3000–5000 mm rocznie, zachowały się miejscami pokrywy zwietrzelinowe o znacznej miąższości. Gleby na nich wykształcone są nadal są wykorzystywane pod intensywną uprawę. W południowej części płaskowyżu, gdzie zasięg opadów o sumach rocznych 11000–12000 pokrywa się z zasięgiem zalegania odpornych na wietrzenie skał osadowych, gospodarka człowieka doprowadziła do degradacji pokrywy glebowej. Gleby te nie nadają się pod uprawę, czego wyrazem jest zanik pól uprawnych w strukturze użytkowania ziemi. Obecnie występowanie silnie szkieletowego bruku na powierzchni gleby, w połączeniu z wysokim spływem powierzchniowym, ogranicza ponowne wytworzenie dużej ilości drobnoziarnistej zwietrzliny podatnej na erozję. Wskutek tego współczesne natężenie erozji gleb jest większe w obszarach o niższych rocznych opadach (3000–5000 mm), ale z zachowanymi glebami użytkowymi rolniczo.

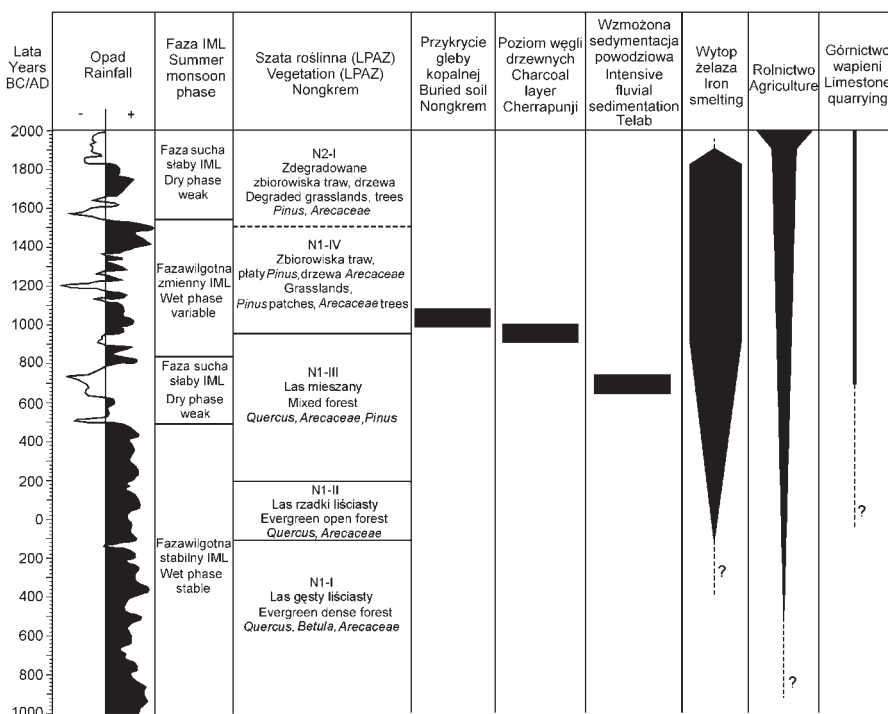
4. PRZEBIEG I SKUTKI DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W ŚRODOWISKU PRZYRODNICZYM ŚRODKOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY MEGHALAYA

Na Wyżnie Meghalaya, we wczesnym i środkowym holocenie czynniki klimatyczne w warunkach aktywnej tektoniki, kontrolowały rozwój rzeźby, gleb i szaty roślinnej. Stopniowy spadek dostaw energii słonecznej spowodował przemieszczenie na południe średniej pozycji MSZ i zmniejszenie opadów (Haug i in. 2001; Fleitmann i in. 2007; Breitenbach 2009; por. ryc. 2, 5). Niższe opady zapoczątkowały suchą fazę klimatu w różnych regionach Azji Południowej między 5000 BC a 3000 BC (Phadtare 2000; Prasad, Enzel 2006). Osuszenie klimatu zbiegło się z napływem do NE Indii ludności z Azji Południowo-Wschodniej i Wschodniej ok. 3000 BC (Driem 1998; Bellwood 2005; por. ryc. 7). Dało to impuls do przekształceń środowiska przyrodniczego i zapoczątkowało formowanie się nowej struktury etniczno-językowej tego regionu.

Ludność przybyła do NE Indii przyniosła ze sobą umiejętność wytwarzania gładzonych narzędzi kamiennych, ceramiki znaczonej sznurem i uprawę w systemie wypaleniskowym. Rolnictwo wypaleniskowe objęło swym zasięgiem prawdopodobnie całe NE Indie wraz z Wyżyną Meghalaya (IAR 1967–1968, 1979–1980; Sharma 2003). Nowy system uprawy, poza pozyskiwaniem drewna jako surowca energetycznego niezbędnego w życiu codziennym, był głównym powodem karczowania lasu. Pierwsze wylesienia związane z tą formą uprawy ziemi nie stanowiły istotnego zagrożenia dla ekosystemów leśnych, ze względu na bardzo małą gęstość zaludnienia (poniżej 10 osób km⁻²; Whitmore 1975). Może świadczyć o tym również niezaburzony proces formowania się gleby kopalnej w okolicach Nongkrem, rozpoczęty jeszcze 3885 BP (2471 BC–2213 BC) i trwający nieprzerwanie do początków ostatniego tysiąclecia (por. ryc. 18).

Pomimo osłabienia indyjskiego monsunu letniego, nawet w ciągu ostatnich, najsuchszych 2000 lat opad na wyżynie był wystarczający dla rozwoju bogatej szaty roślinnej (por. ryc. 5). Diagram palinologiczny pokazuje, że ok. 2500 BP (773 BC–665 BC) w centralnej części wyżyny, w zlewni Nongkrem rósł las liściasty z dobrze rozwiniętą pokrywą drzew o zróżnicowanym składzie gatunkowym (ryc. 28; por. ryc. 19). Tworzyły go m.in. dęby, woskownice i palmy z rodziny arekowatych. Klimat był ciepły i wilgotny z opadami nieco wyższymi, ale o mniejszej zmienności niż obecnie (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Sinha i in. 2011). Wolny przyrost osadu pozbawionego

wkładek mineralnych, w zlewni Nongkrem, może świadczyć zarówno o małej zmienności opadu, jak i słabej reakcji cieków na ewentualne intensywne ulewy, co wynikało ze zwartej pokrywy roślinnej. Obecność palm z rodziny arekowatych, dobrze dostosowanych do klimatu stepowego, może wskazywać na przystosowanie części szaty roślinnej do niskich opadów w zimie lub być wynikiem ekspansji wskutek krótkotrwałych wylesień związanych z rolnictwem wypaleniskowym.



Ryc. 28. Fazy klimatyczne wydzielone na podstawie zawartości $\delta^{18}\text{O}$ w stalagmicie z jaskini Krem Umsynrang na Wyżynie Meghalaya (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Sinha i in. 2011), oraz zmiany szaty roślinnej i działalność człowieka zapisane w osadach na Wyżynie Meghalaya i jej południowym przedpolu (+) – opad wyższy niż obecnie, (–) – opad niższy niż obecnie

Climatic phases distinguished on the basis of $\delta^{18}\text{O}$ content in the stalagmite from Krem Umsynrang cave in the Meghalaya Plateau (Breitenbach et al. 2007; Breitenbach 2009; Sinha et al. 2011), vegetation changes and human activity recorded in various sediments in the Meghalaya Plateau and its southern foreland (+) – rainfall higher than present-day, (–) – rainfall lower than present-day

Około 2100 BP (166 BC–59 BC) las stał się rzadszy, na co wskazuje spadek udziału pyłków drzew kosztem roślin zielnych. Niemal całkowicie zanikł dąb, który zastąpiły gatunki palm z rodziny arekowatych. Zmiany te można wiązać z działalnością człowieka – wylesianiem dla potrzeb rolnictwa wypaleniskowego oraz produkcją węgla drzewnego na potrzeby sporadycznie pojawiającego się wytopu żelaza. Dowodzi tego wiek najstarszych znalezionych

dotąd żużli żelaza w zlewni Nongkrem (i w całych NE Indiach) datowanych na 2040 BP (353 BC–128 AD). Pojawiające się obok rolnictwa, hutnictwo żelaza nie przyczyniło się od razu do większych wylesień, ale mogło spowodować selektywny karczunek wybranych gatunków np. dębu, który mając twarde drewno był preferowany do produkcji węgla drzewnego (Yule 1842).

Gospodarka taka doprowadziła, po ok. 1800 BP (139 AD–237 AD), do zastąpienia lasów liściastych wiecznie zielonych, lasami liściasto-iglastymi, z domieszką sosny. Ziarna pyłku sosny, która nie jest gatunkiem klimaksowym na Wyżynie Meghalaya, prawdopodobnie zostały przyniesione z wiatrem przez IMZ z pobliskich Himalajów. Las mieszany był rzadki z gęstym podszyciem złożonym z traw i paprotników. Rozwój technologii wytopu żelaza był stymulowany przez czynnik ekonomiczny w postaci zapotrzebowania na żelazo na sąsiadujących nizinach. Równocześnie produkcja narzędzi metalowych ułatwiała karczunek i prowadziła do dalszych wylesień.

Po 1100 BP (po 896 AD) centralną część wyżyny porastają już tylko płaty lasu sosnowego i palmy z rodziny arekowatych. Obecność dużych ziaren pyłków traw, powyżej 50 μ , może być wskaźnikiem uprawy ryżu w regionie (Firbas 1937). Wprawdzie niektóre gatunki dzikich tropikalnych traw są znane z wytwarzania dużych pyłków, porównywalnych do wytwarzanych przez uprawiane zboża (Guinet 1966; Vishnu-Mittre 1973), to jednak analiza składu gatunkowego i ziaren pyłków współczesnej roślinności nie wykazała występowania tych traw w badanym regionie (Bor 1942; Basumatary i in. 2012).

Niemal całkowity zanik lasu na powierzchni płaskowyżu przypadł na okres średniowiecznego optimum klimatycznego, który na świecie datowany jest na lata 900–1300 AD (Wanner i in. 2008). Na Wyżynie Meghalaya, zwłaszcza okres 820–1540 AD cechował ciepły klimat, ze zmiennymi ale najwyższymi opadami w ciągu ostatnich 1500 lat (Breitenbach i in. 2007; Breitenbach 2009; Sinha i in. 2011).

Zanik pokrywy leśnej w tym czasie prowadził do przyspieszenia erozji. Widoczne jest to w zmianie cech osadów w zlewni Nongkrem (w górnej części profilu N1), z mułów organicznych na osady pylaste, pochodzące z erodowanej gleby, a następnie na osady piaszczyste, pozbawione materii organicznej. Synchronicznie towarzyszyło temu przykrycie deluwiami gleby kopalnej ok. 1020 BP (902 AD–1148 AD) w profilu N4 oraz depozycja warstwy z węglami drzewnymi w deluwjach profilu Raitkteng w okolicach Cherrapunji ok. 1110 BP (880 AD–1014 AD). Po 1360 BP (612 AD–765 AD), u podnóża wyżyny rozpoczęła się wzmożona depozycja osadów powodziowych zapisana w profilu Telab. Sedymentacja ta mogła być odbiciem wyższych i bardziej zmiennych opadów w okresie średniowiecznego optimum klimatycznego. Może ona również wynikać ze stosunkowo szybkiej reakcji małej zlewni Sonai nawet na niewielkie wylesienie w warunkach

bardzo wysokich opadów, co jest zapisane w osadach profilu Raitkeng koło Cherrapunji (por. ryc. 24).

Zastępowanie wiecznie zielonych lasów liściastych przez lasy z domieszką sosny i późniejszy zanik tych ostatnich, należy wiązać z kontynuacją karczowania lasu na potrzeby rolnictwa wypaleniskowego, eksploatacją rud żelaza ze zwietrzliny granitu, a przede wszystkim z produkcją węgla drzewnego na potrzeby wytopu żelaza. O lokalizacji stanowisk hutniczych, oprócz łatwego dostępu do złóż rudy, decydowało także ich położenie w miejscach dogodnych do pozyskiwania drewna z lasu (Mannion 2001; Orzechowski 2007). Duże zużycie węgla drzewnego uwarunkowane było nie tylko samym procesem wytopu, ale także koniecznością przeprażenia rudy, wygrzania pieca, wstępnej obróbki surowej łupki żelaznej, a następnie przekucia jej na narzędzie. Jedyną naturalną barierą dla postępującego karczunku były kaniony. Ich strome stoki utrudniały dostęp do drzew oraz uniemożliwiały zakładanie stałej sieci osadniczej, a tym samym rozwój ośrodków hutniczych. Nie podlegały wylesieniu również miejsca kultu religijnego, które tak jak święty las koło Cherrapunji o powierzchni kilkudziesięciu hektarów, przetrwał do czasów współczesnych (Bor 1942; Tiwari i in. 1998).

W ostatnich 500 latach ziarna pyłku drzew rzadko pojawiają się w osadach. Wyjątkiem są palmy z rodziny arekowatych, dobrze dostosowane do środowiska suchego. Degradacji uległy nawet zbiorowiska traw, których udział w spektrach pyłkowych maleje. O kontynuacji intensywnego wytopu żelaza na dużym obszarze w tym czasie świadczą stanowiska z poziomami żużli żelazistych i ich wiekiem określonym na 245 BP (1480 AD–1955 AD) w profilu Nongkrem 6 i 240 BP (1527 AD–1954 AD) w profilu Raitkeng. Dokumentują to również raporty naocznych świadków produkcji metalurgicznej z początków XIX w. (Walters 1832; Yule 1842; Oldham 1854; Hooker 1854).

Postępująca erozja coraz głębszych pokryw stokowych spowodowała, że w wielu miejscach odsłoniły się ostańce skalne, np. na obszarach granitowych koło Nongkrem i wychodnie ławic piaskowców koło Cherrapunji. Na powierzchni resztek zachowanych gleb wykształcił się gruboziarnisty bruk (Starkel, Singh 2004; Soja, Starkel 2007). Ograniczyło to możliwość uprawy i ułatwiło rozprzestrzenienie się kserotermicznych zbiorowisk trawiastych w warunkach sezonowego opadu. Proces ten zakończył się jeszcze przed początkiem XIX w., na co wskazują bardzo małe zmiany użytkowania ziemi w okolicach Cherrapunji w ostatnich 150 latach.

Dopiero gwałtowny przyrost zaludnienia w drugiej połowie XX w., ponownie zwiększył presję człowieka na środowisko. Antropopresja narastała wraz ze zwiększaniem się liczby ludności i rozwojem osadnictwa, pozyskaniem drewna i produkcją węgla drzewnego dla celów opałowych,

rozwojem rolnictwa, które ewoluowało z uprawy wypaleniskowej w uprawę osiadłą, wypasem i dalszą eksploatacją minerałów (Mishra, Ramakrishnan 1983a,b; Ramakrishnan 1992; Tiwari 2003; Prokop, Poręba 2012). W okolicach Cherrapunji doprowadziło to do ekspansji terenów zabudowanych oraz zwiększenia eksploatacji węgla kamiennego i wapieni. Jednak zarówno zajmowanie nowych terenów pod zabudowę, jak i eksploatacja surowców mineralnych, objęła obszary już wylesione w przeszłości (Prokop 2007).

Różnice w budowie geologicznej i wysokości opadu między centralną częścią Wyżyny Meghalaya, a jej południową krawędzią, wpływają na zróżnicowanie skutków długotrwałej działalności człowieka i trwałość przekształceń środowiska przyrodniczego na wyżynie. W centralnej części wyżyny, w okolicach Shillongu i Nongkrem, ze stosunkowo niskim opadem, przetrwała pokrywa gleb miejscami o znacznej miąższości. Trwałą odbudowę większych powierzchni lasu skutecznie powstrzymuje tutaj presja ludności związana z rozwojem intensywnego rolnictwa i osadnictwa (Prokop, Poręba 2012). Jak pokazało jednak doświadczenie N.L. Bora (1942) na tym obszarze, w warunkach braku presji ludnościowej jest możliwa odbudowa lasu sosnowego i jego stopniowe zastępowanie gatunkami klimaksowymi lasu liściastego wiecznie zielonego.

Natomiast bliżej południowej krawędzi wyżyny, w okolicach Cherrapunji, strefa wysokich opadów pokrywa się z zasięgiem piaskowców i wapieni, które nawet w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego tworzą tam jedynie płytkie pokrywy zwietrzelinowe. Zapoczątkowane przez wylesienie zmiany użytkowania ziemi doprowadziły do szybkiego zerodowania pokrywy zwietrzelinowej już kilkaset lat temu. W takich warunkach uformował się nowy, stabilny system użytkowania ziemi z dużym wpływem powierzchniowym, ale o bardzo małym natężeniu erozji (Starkel, Singh 2004; Froehlich 2004a,b,c). W efekcie sprzężenia zwrotnego, obecnie to skutki dużego natężenia erozji w przeszłości wymuszają na człowieku zmianę użytkowania ziemi z rolniczego na pasterski. Podobną tendencję można zaobserwować na terenach dawno wylesionych w niektórych krajach basenu Morza Śródziemnego (Bakker i in. 2005). Wzrost zaludnienia, rozwój osadnictwa, wydobywanie minerałów, pasterstwo i wypalanie traw powoduje, że ukształtowana w przeszłości struktura użytkowania ziemi jest obecnie utrwalana. Wielokrotne próby zalesienia tego terenu, jak dotąd się nie powiodły (Prokop 2010a,b).

5. WPŁYW KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE PIEDMONTU SIKKIMSKO-BHUTAŃSKICH HIMALAJÓW

5.1. ZMIANY UŻYTKOWANIA ZIEMI PIEDMONTU W OSTATNICH 150 LATACH

Tendencje zmian użytkowania ziemi do 1930 r.

Przedpole Himalajów, przed przejęciem przez Brytyjską Kompanię Wschodnioindyjską od Bhutanu w 1864 r., porastał las tropikalny z dominującym gatunkiem drzewa sal (*Shorea robusta*). Na równinach zalewowych las był rzadszy z wysokimi trzciniami (O'Donel i in. 1864–1868; Hunter 1876). Z powodu trudności w dostępie do wody w sezonie zimowym, obszar ten był tylko okresowo zasiedlany. Rolnictwo wypaleniskowe było dominującą formą użytkowania ziemi, a gęstość zaludnienia nie przekraczała 5–10 osób km⁻² (*Government of Bengal* 1872). Obszar trwale zasiedlony z uprawami ryżu rozciągał się kilkanaście kilometrów na południe od brzegu gór, gdzie stożki aluwialne przechodziły w Nizinę Gangesu i Brahmaputry. Rzeki niosły tam już wystarczającą ilość wody, która mogła być wykorzystana przez gospodarstwa domowe oraz w celach transportowych (Hunter 1876). Warunki środowiska i rzadkie zaludnienie spowodowały, że piedmont został początkowo sklasyfikowany jako nieużytek przez rząd Bengal.

Postrzeganie regionu jako pozbawionego naturalnych zagrożeń oraz udane wprowadzenie uprawy herbaty w położonej na wschód dolinie Brahmaputry w 1835 r. i sąsiadujących Dardżylińskich Himalajach (dorzecze Tisty) w latach 1852–58, spowodowało podjęcie decyzji o wydzierżawieniu części piedmontu pod uprawę herbaty. Pierwsza plantacja o powierzchni 3,3 km² powstała na lewym brzegu Tisty w Gojaldoba w 1874. W 1901 r. były już 103 plantacje zajmujące obszar 308 km², a w 1930 r. liczba ich wzrosła do 147, obejmując 483 km² (Allen i in. 1906; *Taylor's maps* 1910; *The Indian Tea Association* 1930). Na trzech wydzielonych do badań obszarach powstało 9 plantacji w latach 1874–1885 w rejonie Tisty, 7 plantacji w latach 1892–1913 w rejonie Rehti i 4 plantacje w latach 1894–1913 w rejonie Kaljani (tab. 9).

Tabela 9. Charakterystyka zlewni rzek odwadniających Sikkimsko-Bhutańskie Himalaje w trzech badanych obszarach piedmontu

Rzeka	Powierzchnia zlewni w górach (km ²)	Spadek rzeki w górach (%)	Spadek rzeki na piedmoncie (%)	Obszar badań na piedmoncie (km ²)	Gęstość zaludnienia 2011 r. (osób km ⁻²)	Mieszkańcy plantacji 2011 r. (%)
Tista	8637,8	46,4	1,9	Tista: 176,6	319	56
Lish	50,6	111,0	10,8			
Gish	157,1	60,8	7,0			
Rehti	73,6	61,7	9,6	Rehti: 55,6	990	98
Gabur-Basra	103,5	121,7	10,9	Kaljani: 107,9	538	95
Pana	33,9	179,3	15,5			

Rozwój plantacji herbaty wymusił wzrost zapotrzebowanie na siłę roboczą i spowodował migrację pracowników na obszary przeznaczone pod uprawę na wschód od Tisty. Rekrutacja nowych pracowników odbywała się poprzez zachęcanie do osiedlania się całych rodzin. Strategia taka zapewniała, poprzez reprodukcję i zatrudnianie dzieci do lepszych prac, względnie szybkie zwiększenie siły roboczej (Bhowmik 2002). Wskutek migracji gęstość zaludnienia piedmontu zwiększyła się do ok. 60 osób km² w 1931 r., z czego ok. 25% stanowili imigranci z Nepalu i Sikkimu (Government of Bengal 1931).

Formowanie się nowej struktury użytkowania ziemi uzupełniło wdrożenie tzw. *Forest Act* z 1865 r. (przedłużony w 1878 r. i zmodyfikowany w 1927 r.), który umożliwił przekształcenie lasów w tzw. *reserved forest* i prowadzenie gospodarki leśnej przez Indyjską Służbę Leśną (*Forest Survey of India*). Proces ten rozpoczął się od zagospodarowania kilku obszarów naturalnego lasu o łącznej powierzchni 460 km² i był kontynuowany po uzyskaniu niepodległości przez Indie w 1947 r. (Banarjee i in. 2010).

Zmiany użytkowania ziemi w latach 1930–2010

Ponad 2/3 powierzchni każdego z trzech badanych obszarów nie podlegała zmianom użytkowania ziemi w badanych przedziałach czasowych (ryc. 29–31; tab. 10–12; fot. 10–13). Zmiany użytkowania ziemi w latach 1930–2010 sprowadzały się głównie do wylesiania i powiększania uprawy herbaty. W badanym okresie powierzchnia lasu zmniejszyła się o 11,1% w rejonie Tisty, 10,6% w rejonie Rehti i 16,6% w rejonie Kaljani. W pierwszych dwóch obszarach tempo wylesiania było wyższe w okresie 1930–1970, tj. 9,6% i 6,7%, podczas gdy w ostatnim rejonie wylesianie było wyższe w latach 1970–2010. Dynamika zmian powierzchni lasu odzwierciedla głównie aktywność fluwialną rzek z dużymi powodziami w roku 1954 i 1968, które nawiedziły zachodnią część piedmontu (Dutt 1966; Starkel 1972b) i kilkoma większymi powodziami po 1990 r. we wschodniej części piedmontu (Starkel, Sarkar 2002; Starkel i in. 2008). Poszerzenie koryt rzecznych i ich przerzuty były przyczyną w 79,4% i 48,5% zmniejszenia powierzchni lasu w rejonie

Tabela 10. Zmiany użytkowania ziemi (%) na obszarze badawczym Tistry w latach 1930–2010

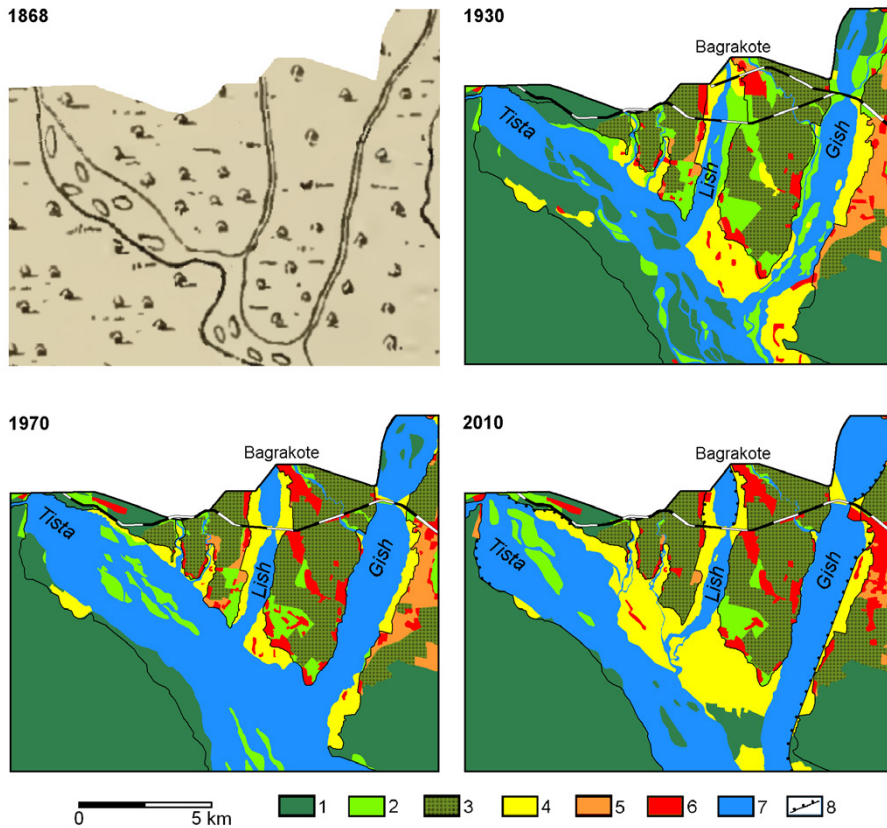
Kategoria użytkowania ziemi	Cały obszar			Terasa			Równina zalewowa		
	1930	1970	2010	1930	1970	2010	1930	1970	2010
Las	41,2	32,3	31,1	55,9	54,7	54,8	24,4	6,7	4,1
Zbiorowisko traw	8,5	4,9	3,2	6,4	4,9	3,3	10,9	4,8	3,1
Uprawa herbaty	13,7	14,4	16,5	25,5	26,9	31,2			
Uprawa ryżu	8,9	6,0	13,9				19,2	12,9	29,8
Inna uprawa	4,0	3,2	1,0	7,5	6,1	1,9			
Obszar zabudowany	2,9	3,8	4,8	4,1	6,9	8,6	1,4	0,3	0,3
Koryto rzeki	20,8	35,4	29,5	0,6	0,5	0,2	44,1	75,3	62,7

Tabela 11. Zmiany użytkowania ziemi (%) na obszarze badawczym Rehti w latach 1930–2010

Kategoria użytkowania ziemi	Cały obszar			Terasa			Równina zalewowa		
	1930	1970	2010	1930	1970	2010	1930	1970	2010
Las	23,4	16,7	12,8	21,6	16,3	12,4	1,8	0,4	0,4
Zbiorowisko traw	14,8	7,1	15,6	10,4	4,0	4,6	4,4	3,1	11,0
Uprawa herbaty	33,0	40,8	45,0	33,0	40,8	45,0			
Uprawa ryżu	8,7	11,8	6,3	2,2	4,1	3,5	6,5	7,7	2,8
Inna uprawa	4,4	5,9	3,7	4,4	5,9	3,7			
Obszar zabudowany	8,5	8,0	8,6	8,5	8,0	8,6			
Koryto rzeki	7,2	9,7	8,0				7,2	9,7	8,0

Tabela 12. Zmiany użytkowania ziemi (%) na obszarze badawczym Kaljani w latach 1930–2010

Kategoria użytkowania ziemi	Cały obszar			Terasa			Równina zalewowa		
	1930	1970	2010	1930	1970	2010	1930	1970	2010
Las	52,0	44,6	35,3	41,7	36,2	29,5	10,3	8,4	5,8
Zbiorowisko traw	4,4	4,1	4,2	3,6	3,6	1,0	0,8	0,5	3,2
Uprawa herbaty	21,3	23,9	28,9	21,3	23,9	28,9			
Uprawa ryżu	4,0	7,3	8,1	4	6,8	7,3		0,5	0,8
Inna uprawa	3,6	3,2	2,8	3,6	3,2	2,8			
Obszar zabudowany	4,7	4,7	5,1	4,7	4,7	5,1			
Koryto rzeki	10,0	12,2	15,6	0,7	0,8	1,6	9,3	11,4	14,0

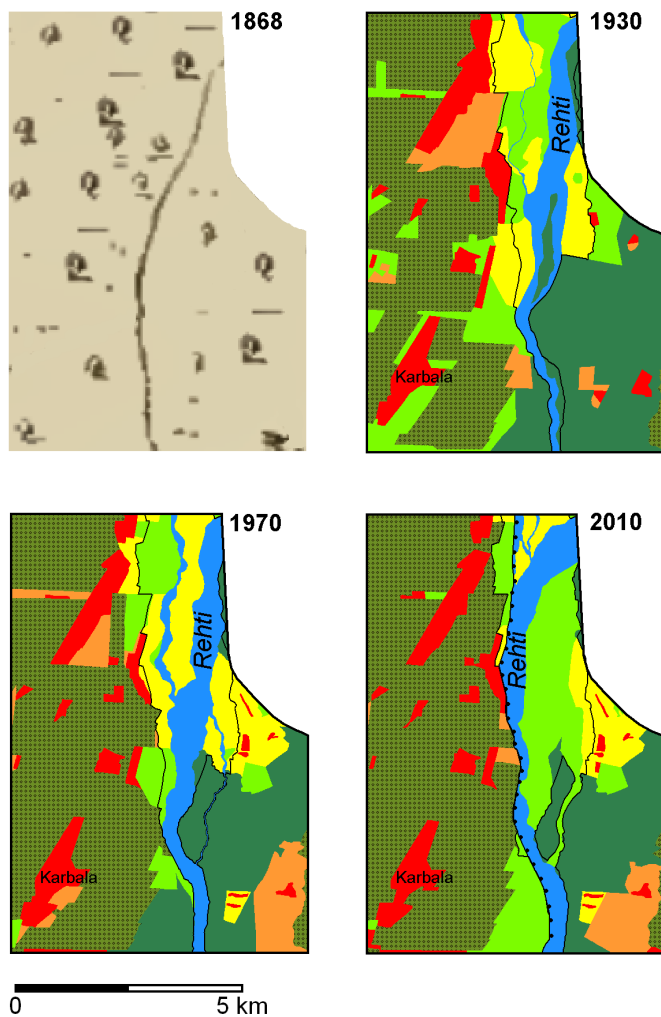


Ryc. 29. Zmiany użytkowania ziemi w obszarze Tisty w latach 1930–2010

1 – las, 2 – zbiorowisko traw, 3 – uprawa herbaty, 4 – uprawa ryżu, 5 – inna uprawa, 6 – obszar zabudowany, 7 – koryto rzeczne, 8 – wał przeciwpowodziowy

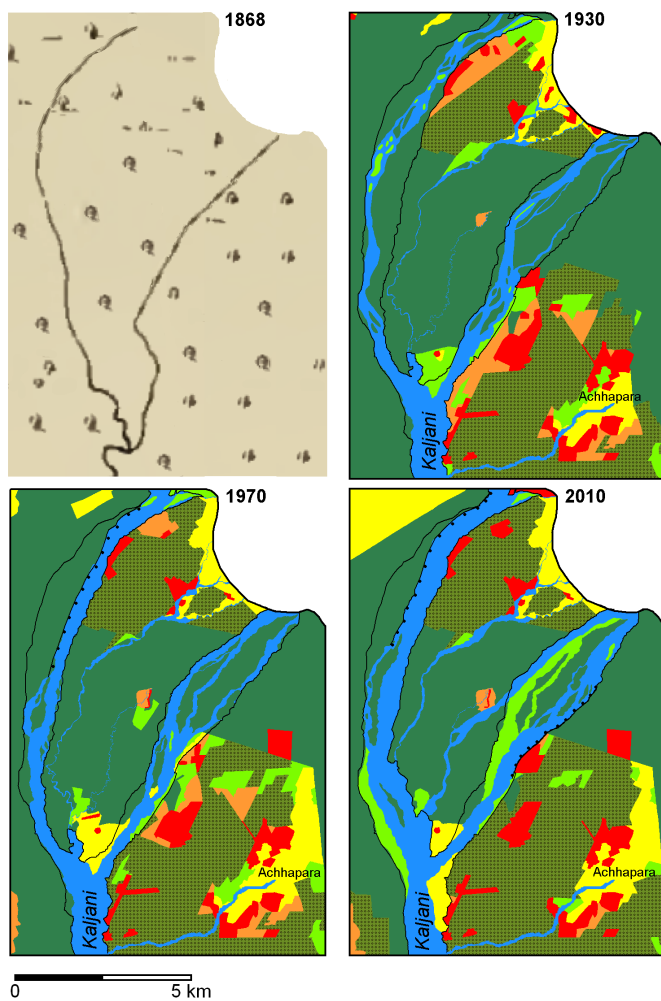
Land use changes in the Tista area for the years 1930–2010

1 – forest, 2 – grassland, 3 – tea cultivation, 4 – rice cultivation, 5 – other crop, 6 – built up area, 7 – river channel, 8 – embankment



Ryc. 30. Zmiany użytkowania ziemi w obszarze Rehti w latach 1930–2010
 Objaśnienia jak na ryc. 29.

Land use changes in the Rehti area for the years 1930–2010
 Explanations as on Fig. 29



Ryc. 31. Zmiany użytkowania ziemi w obszarze Kaljani w latach 1930–2010
 Objaśnienia jak na ryc. 29.

Land use changes in the Kaljani area for the years 1930–2010
 Explanations as on Fig. 29

Tisty i Kaljani (tab. 13). Jedynie w rejonie Rehti większość wylesienia była skutkiem wycinania lasu pod uprawy. Chociaż przerzuty koryt rzecznych przyczyniają się bezpośrednio do wylesiania, zmiana tej kategorii użytkowania ziemi jest odwracalna. Dzieje się tak głównie w obrębie terenów leśnych będących własnością państwa, gdzie opuszczone koryto rzeczne z czasem zarasta lasem.

Tabela 13. Dominujące kierunki zmian użytkowania ziemi piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (uwzględniające zmiany tylko >1% całkowitej powierzchni badanego obszaru)

Kategoria użytkowania ziemi	Tista		Rehti		Kaljani	
	1930–1970	1970–2010	1930–1970	1970–2010	1930–1970	1970–2010
Bez zmian	72,1	75,0	66,1	74,3	82,2	79,6
Las – zbiorowisko traw	1,6			3,5	1,9	
Las – uprawa ryżu			4,9		2,9	2,7
Las – koryto rzeczne	7,2	3,2	2,2		4,5	5,2
Zbiorowisko traw – uprawa herbaty			5,7	1,9		1,7
Zbiorowisko traw – uprawa ryżu	1,3		6,3		1,1	
Zbiorowisko traw – koryto rzeczne	4,3	1,4		1,3		
Uprawa ryżu – zbiorowisko traw			5,5	3,2		
Inna uprawa – uprawa herbaty		1,5	1,5	2,8	1,6	2,2
Uprawa ryżu – koryto rzeczne	5,1			2,7		
Koryto rzeczne - las		1,1			2,4	
Koryto rzeczne – zbiorowisko traw	1,2	1,7		5,9		2,1
Koryto rzeczne – uprawa ryżu		9,3				

We wszystkich trzech badanych obszarach przetrwały plantacje herbaty założone w drugiej połowie XIX w. i na początku XX w. Nie zmieniła się też ich ilość. Plantacje obejmują o ok. 10–35% większą powierzchnię niż sama uprawa herbaty (ryc. 32). Jest to tzw. *vacant land*, obszar wyznaczony podczas zakładania plantacji, który może zostać wykorzystany pod uprawę herbaty. W ten właśnie sposób, poprzez powiększanie uprawy w obrębie już istniejących plantacji, zwiększyła się powierzchnia uprawy herbaty o 3,5% w rejonie Tisty, 11,9% w rejonie Rehti i 7,5% w rejonie Kaljani. Większe tempo wzrostu upraw widoczne było w słabiej rozwiniętej ekonomicznie, środkowej i wschodniej części piedmontu.



Ryc. 32. Typowa struktura użytkowania ziemi na plantacji herbaty na przykładzie plantacji „Karbala” w rejonie Rehti

1 – uprawa herbaty, 2 – teren potencjalnej uprawy herbaty, 3 – zabudowa mieszkalna pracowników plantacji, 4 – przetwórnia herbaty (F), szkoła (S), szpital (H), 5 – wał przeciwpowodziowy

Typical land use structure of tea garden within „Karbala” tea garden as example in the Rehti area

1 – tea cultivation, 2 – vacant land, 3 – labour lines, 4 – tea factory (F), school (S), hospital (H), 5 – embankment

Zmiany powierzchni zbiorowisk traw i upraw ryżu nie wykazują jednoznacznej tendencji. Ich powierzchnia w znacznym stopniu zależy od zasięgu wezbrań. Przykładem może być rejon Tisty, gdzie po powodzi w 1968 r. koryta uległy znacznemu poszerzeniu, zmniejszając tym samym obszar uprawy ryżu i zbiorowisk traw. W okresie 1970–2010, kiedy nie było już tak dużych wezbrań, koryta rzek zmniejszyły swoją szerokość, a człowiek powrócił z uprawą ryżu na część pól zniszczonych przez katastrofalną powódź.

W badanym okresie niewielkie zmiany odnotowano w powierzchni obszarów zabudowanych. Stało się tak pomimo wykładniczego wzrostu gęstości zaludnienia, które w 1931 r. w rejonie Tisty wynosiło 66 osób km^2 , w rejonie Rehti 204 osoby km^{-2} , a rejonie Kaljani 99 osób km^{-2} (*Government of Bengal* 1931; por. tab. 9). Jedynie w obszarze Tisty widoczny jest wzrost powierzchni obszarów zabudowanych z 3,3% do 5,7% w 2010 r. W rejonie Rehti i Kaljani obszary zabudowane nie powiększyły swojej powierzchni, która wynosiła odpowiednio 8% i 5%. Jest to wynik koncentracji większości ludności na terenie plantacji. Pracownicy plantacji mogą budować domy i mieszkać tylko na ściśle określonym obszarze w granicach plantacji w tzw.

labour lines, przeznaczonym pod zabudowę (por. ryc. 32). Był on wyznaczany jeszcze w okresie zakładania plantacji. W jego obrębie znajdują się także instytucje użyteczności publicznej – najczęściej szkoła i szpital oraz przetwórnia herbaty. Duże obszary lasu, będące własnością państwa i częste powodzie na równinach zalewowych, dodatkowo ograniczają rozprzestrzenianie się obszarów zabudowanych. Jedynie w rejonie Tisty, gdzie znaczna część ludności mieszka poza terenem plantacji, widoczny jest wzrost powierzchni obszarów zabudowanych.

Porównanie map topograficznych i zdjęć satelitarnych wskazuje, że powierzchnia koryt rzecznych między 1930 i 2010 r. zwiększyła się o 8,1% w rejonie Tisty, 0,8% w rejonie Rehti i 5,5% w rejonie Kaljani. W pierwszych dwóch obszarach dominuje poszerzanie koryt rzecznych w obrębie równin zalewowych zajętych pod uprawę ryżu. W rejonie Kaljani widoczna jest awulsja koryt i przekształcenia odcinków mniejszych rzek z meandrowych w roztokowe. Tempo powiększania powierzchni koryt rzecznych może być nieco zahamowane przez budowę wałów przeciwpowodziowych i umocnień brzegów. Pierwsze umocnienia powstały do ochrony mostów na rzekach Lish i Gish. W 1978 r. cały lewy brzeg Gish został obwałowany od brzegu gór po ujście do Tisty. Kilka kilometrów wałów zbudowano w latach 60. XX w., a następnie rozbudowano je na prawym brzegu Gabur-Basry w celu ochrony lasu. Stosunkowo późno, bo dopiero w latach 80. XX w. wał przeciwpowodziowy został zbudowany dla ochrony prawego brzegu Rehti, której koryto stopniowo migrowało na zachód. Obecnie wały i umocnienia chronią ok. 30% brzegów w rejonie Tisty, 50% w rejonie Rehti i 20% w rejonie Kaljani. Ochrona ta spełnia swoją rolę zwłaszcza w przypadku małych i średnich wezbrań. Podczas dużych powodzi wały są często przerywane, co prowadzi do znacznych strat gospodarczych.

Wpływ form rzeźby terenu na strukturę i zmiany użytkowania ziemi

Na wszystkich trzech badanych obszarach wyraźne zaznacza się zróżnicowanie użytkowania ziemi między terasami i równinami zalewowymi. Plantacje herbaty położone są tylko na terasach z dobrze przepuszczalnymi i kwaśnymi glebami. Uprawy ryżu, które wymagają dostępu do wody, zlokalizowane są w obrębie równin zalewowych z cięższymi glebami o lekko kwaśnym lub obojętnym odczynie pH. Lasy państwowe na terasach, wykazują stabilną powierzchnię w obszarze Tisty – ok. 55% w całym okresie badań. Zmniejszenie powierzchni lasu na terasach Rehti o 9,2%, związane jest z jego karczowaniem w obrębie plantacji herbaty. Natomiast zmniejszenie powierzchni lasu o 12,2% w rejonie Kaljani wynika głównie z awulsji i poszerzenia koryt Gabur Basry i Pany. Koryta tych rzek o niewielkich powierzchniach zlewni są płycej wcięte w aluwia w porównaniu do Tisty

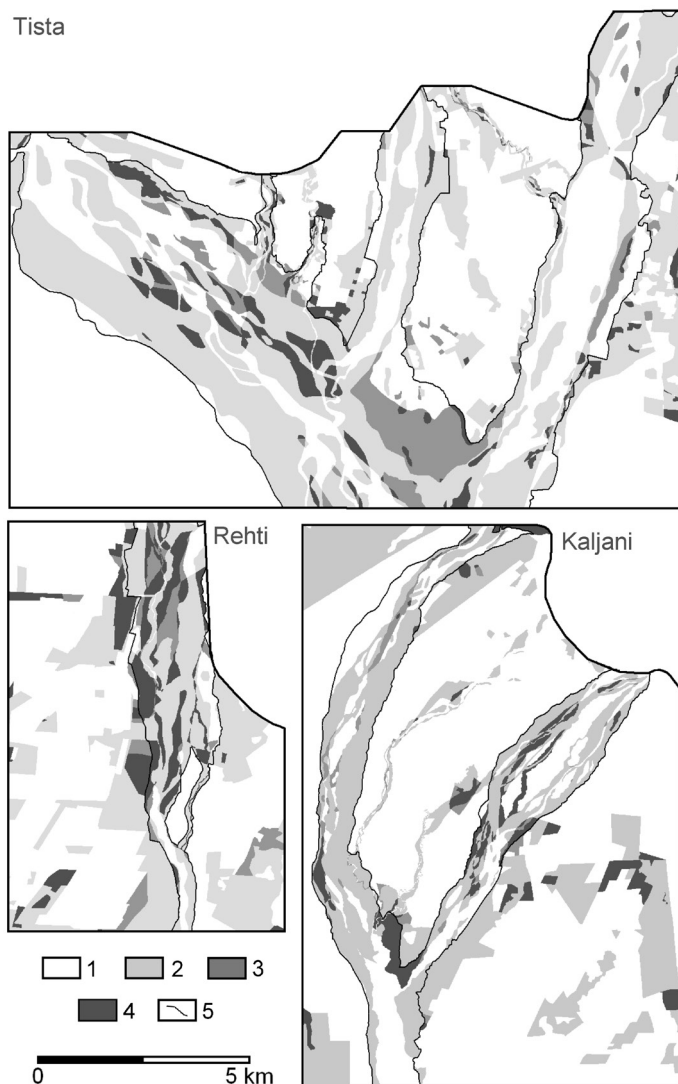
i jej dopływów, tym samym łatwiej zmieniają bieg. We wszystkich badanych obszarach w wyniku spadku powierzchni leśnych na równinach zalewowych doszło niemal do całkowitego zaniku lasu, kosztem wzrostu powierzchni koryt rzecznych, upraw ryżu i zbiorowisk traw. Rozmieszczenie zbiorowisk traw nie wykazuje wyraźnej zależności od rzeźby terenu. Na terasach zbiorowiska traw skupiają się zazwyczaj wokół obszarów zabudowanych, natomiast na równinach zalewowych rozciągają się one wzdłuż koryt rzecznych. Zabudowania mieszkalne, którym towarzyszą uprawy w ogródkach przydomowych, we wszystkich trzech badanych obszarach położone są głównie na terasach. W latach 30. XX w. obszary zabudowane rozciągały się również na dystalnych częściach równin zalewowych Tisty. Po powodzi w 1968 r. nastąpiło wycofanie się osadnictwa, nawet z rzadko zalewanych terenów.

Intensywna działalność rzek doprowadziła do zmian użytkowania ziemi również poprzez erozję boczną teras. Ich obszar w rejonie Tisty zmniejszył się między 1930 r. a 2010 r. o ok. 1,8 km², tj. o 2% początkowej powierzchni. Wskutek tego usunięte i odprowadzone zostało przez rzeki ok. 26 mln m³ materiału z glebą włącznie. W rejonie Rehti powierzchnia teras uległa zmniejszeniu w wyniku erozji o 1,3 km², tj. o 2,3% ich początkowej powierzchni, a w rejonie Kaljani o 3,7 km² tj. o 3,5% ich początkowej powierzchni. Miejsce zerodowanych teras zajęły najczęściej pola uprawne ryżu lub zbiorowiska traw. We wszystkich badanych obszarach zdecydowana większość powierzchni teras (55–90%) została zerodowana w okresie 1970–2010, pomimo budowy w tym właśnie okresie, większości wałów przeciwpowodziowych.

Stabilność zmian użytkowania ziemi

Analiza wykazała, że tereny stabilne, z tą samą kategorią użytkowania ziemi przez okres 1930–2010, obejmują po 54% powierzchni rejonów Tisty i Rehti i aż 67% rejonu Kaljani (ryc. 33). Najbardziej stabilne kategorie użytkowania to duże kompleksy leśne, plantacje herbaty i centra obszarów zabudowanych. Wymienione kategorie użytkowania ziemi są położone głównie na terasach.

Równiny zalewowe i pogranicze teras z równinami zalewowymi, charakteryzuje największa dynamika zmian użytkowania ziemi. Około 1/3 każdego z badanych obszarów objęły zmiany stopniowe. Wśród nich dominowało poszerzenie upraw herbaty w granicach plantacji. Duże zmiany tego typu związane były z poszerzeniem koryt rzecznych, awulsją oraz przekształcaniem odcinków koryt mniejszych rzek z meandrowych w roztokowe.



Ryc. 33. Stabilność użytkowania ziemi w latach 1930–2010

1 – obszar stabilny, 2 – zmiana stopniowa, 3 – zmiana cykliczna, 4 – zmiana dynamiczna, 5 granica terasa – równina zalewowa

Land use stability for the years 1930–2010

1 – stable area, 2 – stepped change, 3 – cycle change, 4 – dynamic change, 5 – terrace – floodplain border

Zmiany cykliczne objęły tylko dystalne części równin zalewowych większych rzek, takich jak Tista, Gish i Rehti. Podczas dużych wezbrań na polach uprawnych deponowany jest materiał niesiony przez rzeki. Powoduje to wyłączenie pola z uprawy na pewien czas. Zwykle po usunięciu osadu lub wymieszaniu go z górną warstwą gleby, pole ponownie jest zajmowane

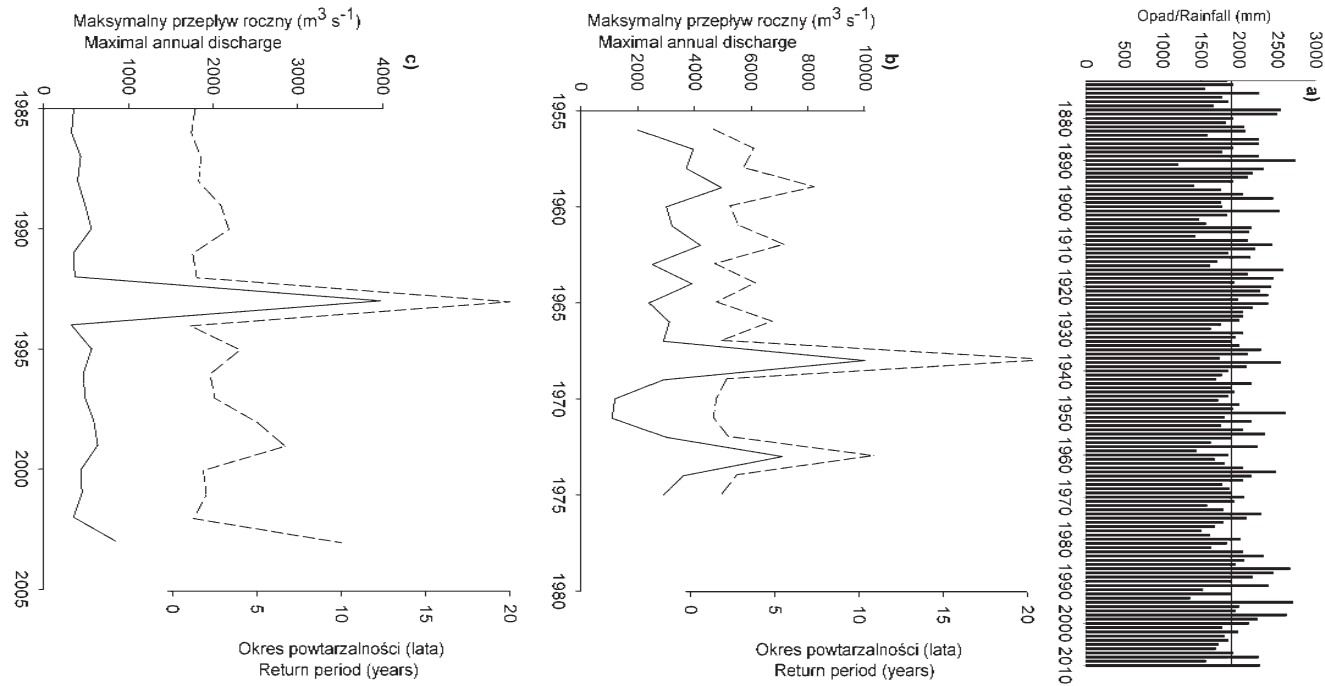
pod uprawę. Powierzchnia obszaru objęta zmianami cyklicznymi jest niewielka i zajmuje 6% rejonu Tisty, 4% rejonu Rehti i tylko 1% rejonu Kaljani.

Zmiany dynamiczne obejmują jedynie po 4% powierzchni rejonów Tisty i Kaljani, ale aż 10% obszaru Rehti. Tereny o najbardziej zmiennym użytkowaniu ziemi są rozrzucone w obrębie koryt roztokowych Tisty, Rehti i Pany, gdzie łąchy piaszczyste utrwalone roślinnością, są często degradowane i nadbudowywane w czasie wezbrań. W przypadku Rehti zmiany dynamiczne związane były ze stopniową migracją koryta w kierunku zachodnim i koniecznością wycofania się ludności z terenów zagrożonych powodzią. Budowa wału przeciwpowodziowego spowodowała ponownie zajęcie chronionego już terenu pod uprawę. Zmiany dynamiczne, obejmujące niewielkie powierzchnie, są także widoczne w pobliżu obszarów zabudowanych.

5.2. ROLA CZYNNIKÓW NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH W ZMIANACH MORFOLOGII KORYT RZECZNYCH

Analiza kierunków zmian w użytkowaniu ziemi wskazuje, że to aktywność fluwialna a nie działalność człowieka jest obecnie głównym czynnikiem wylesiania piedmontu (por. tab. 13). Mapy topograficzne z połowy XIX w. i z 1930 r. wskazują, że rzeki piedmontu miały charakter roztokowy z licznymi łąkami, ustabilizowanymi przez porastający las. Rostkowe koryta odzwierciedlały naturalne warunki erozji, z dużymi przepływami podczas wezbrań i depozycją osadu na przedpolu gór. Między 1930 r. a 2010 r. nastąpiło wyraźne zwiększenie powierzchni koryt rzecznych, jak również zmniejszenie liczby łąk, które obecnie są porośnięte głównie zbiorowiskami traw. Miały na to wpływ do pewnego stopnia duże powodzie, jakie nawiedziły dorzecze Tisty w 1954 i 1968 r. oraz liczne powodzie w dorzeczu Rehti i Kaljani po 1990 r. Niemniej, po kilkudziesięciu latach od tych zdarzeń ekstremalnych, żadne z koryt na badanych obszarach nie powróciło do poprzednich rozmiarów. Stało się tak pomimo budowy obwałowań, ograniczających możliwość swobodnej migracji rzek.

Trzy czynniki zazwyczaj są brane pod uwagę, jako mogące mieć wpływ na zmianę morfologii koryt rzecznych na przedpolu gór: zmiany reżimu opadowego, zmiany użytkowania ziemi w górskich częściach zlewni i zmiany użytkowania ziemi na równinach zalewowych. Opady monsunowe cechuje zmienność z roku na rok. Jednak analiza trendów sum opadów rocznych i sezonowych (1871–2010) na poszczególnych stacjach pokazuje, że opady są bardzo stabilne zarówno w Sikkimsko-Bhutańskich Himalajach, jak i na ich przedpolu (Guhathakurta, Rajeevan 2008; ryc. 34). Potwierdza to ogólny pogląd, że w dłuższym czasie zmienność IML ma jedynie charakter losowy, bez wyraźnych trendów zarówno na poziomie stacji, jak i regionu opadowego (Mooley, Parthasarathy 1984; Sontakee, Singh 1996). Można



Ryc. 34. Opady i przepływy wybranych rzek na pograniczu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów i piedmontu

a) średnie sumy opadu monsunowego (czerwiec-wrzesień) z trzech stacji położonych na brzegu (stacja Dardżyling położona 20 km na zachód od Kalimpongu, por. ryc. 10) i piedmoncie Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów (stacje Jalpaiguri i Falakata) w okresie 1871–2010 (zaznaczono linię trendu), b) maksymalne przepływy Tisty (20 km w górę biegu od brzegu Himalajów), c) maksymalne przepływy Kaljani po połączeniu Gabur-Basry i Pany. Linia ciągła – maksymalny przepływ, linia przerywana - okres powtarzalności

Rainfall and discharge of selected rivers on the border of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya and piedmont

a) average monsoon rainfall totals (June-September) from three stations located on the margin (Darjeeling station located 20 km west of Kalimpong, cf. Fig. 10) and piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya (Jalpaiguri and Falakata stations) for the years 1871–2010 (trend line is shown), b) Tista maximum discharge (20 km upstream from mountain front), c) Kaljani maximum discharge below junction of Gabur Basra and Pana. Continuous line – maximum discharge, dashed line – return period (years)

na tej podstawie oczekiwać, że nie zmienił się zasadniczo odpływ w badanych zlewniach wskutek wpływu czynników naturalnych, w ostatnich 150 latach. Natomiast duże wahania przepływów nie zawsze odzwierciedlają się w sumach opadów IML. Świadczy to o dużej roli ulew lokalnych, które nakładają się na opady rozlewne w lecie lub występują przed i po sezonie monsunowym. Porównanie przebiegu rzadkich serii pomiarowych natężenia przepływów z ich skutkami na zdjęciach satelitarnych wskazuje, że dopiero wezbrania o okresie powtarzalności ok. 20 lat są w stanie zmienić istotnie morfologię koryt rzecznych piedmontu. Przykładem tego może być wysoki opad w dorzeczu Tisty z października 1968 r. (Starkel 1972b) i seria opadów we wschodniej części piedmontu po 1990 r. (Starkel, Sarkar 2002). Skutki tych zdarzeń, w postaci poszerzenia koryt rzecznych i awulsji, są widoczne przez wiele lat od momentu ich wystąpienia. Niektóre z nich, na przykład poprzez erozję boczną teras, trwale zmieniają strukturę użytkowania ziemi piedmontu.

Wylesianie górskich części zlewni powoduje wzrost przepływów i zwiększoną dostawę erodowanego materiału do koryt rzecznych, wpływając na morfologię koryt w ich dolnym biegu (Liebault, Piegay 2002; Vanacker i in. 2003; Price, Leigh 2006; Wohl 2006). W przypadku dużej rzeki himalajskiej takiej jak Tista, trudno jest oszacować udział człowieka w dostawie materiału do koryta rzeki i zmianie jego morfologii (Hofer, Messerli 2006; Starkel i in. 2008). Próbę taką, można podjąć w przypadku pozostałych analizowanych rzek o mniejszych zlewniach. W Sikkimskich Himalajach wylesianie zlewni Lish i Gish rozpoczęło się już w połowie XIX w. Zmiany użytkowania ziemi były związane z zakładaniem plantacji herbaty, rozwojem osadnictwa, budową dróg i odkrywkową eksploatacją węgla kamiennego (Basu, Ghatowar 1988, 1990). Zarówno w zlewniach Lish jak i Gish już w 1930 r. powierzchnia lasu była najmniejsza spośród wszystkich analizowanych górskich części zlewni. Udział lasu do 2010 r., uległ dalszemu zmniejszeniu. Towarzyszyła temu wzrastająca gęstość zaludnienia, która jest największa spośród wszystkich analizowanych zlewni (tab. 14). W bhutańskiej części Himalajów, gdzie gęstość zaludnienia jest kilkukrotnie mniejsza, zlewnie nadal są w ponad 80% porośnięte lasem, niezależnie od tempa i kierunku zmian pokrywy leśnej w badanym okresie (*Office of the Census...* 2006). Tutaj też, w rejonach Rehti i Kaljani, obserwuje się mniejsze tempo przyrostu powierzchni koryt rzecznych na przedpolu.

Tabela 14. Zmiany powierzchni lasu w górskich częściach zlewni rzek w Sikkimsko-Bhutańskich Himalajach w trzech badanych obszarach w latach 1930–2010 i gęstość zaludnienia w 2011 r.

Zlewnia	Gęstość zaludnienia (osób km ⁻²)	Powierzchnia lasu (%)			Przyrost(+) lub spadek (-) powierzchni lasu		
		1930	1970	2010	1930–1970	1970–2010	1930–2010
Lish	200	74,8	69,8	66,5	-5,0	-3,3	-8,3
Gish	200	83,4	79,2	77,8	-4,2	-1,4	-5,6
Rehti	40	74,6	80,4	84,7	+5,8	+4,3	+10,1
Gabur-Basra	30	93,2	88,0	87,7	-5,2	-0,3	-5,5
Pana	40	92,3	82,2	81,5	-10,1	-0,7	-10,8

Badania wskazują, że natężenie erozji gleb, transport materiału i jego dostawa do sieci rzecznej, zależą nie tylko od całkowitej powierzchni wylesionej, ale także od przestrzennej organizacji (wewnętrznej struktury) użytkowania ziemi w zlewni (Basu, Ghatowar 1988, 1990; Hooke 2003; Vanacker i in. 2005). Zwłaszcza część powierzchni osuwisk pozbawionych pokrywy roślinnej, pomimo zazwyczaj małego udziału w ogólnej strukturze pokrycia terenu, ma duży wpływ na ilość wody i materiału dostarczanego do sieci rzecznej. Powierzchnia osuwisk pozbawionych roślinności w zlewni Lish zwiększyła się z 3% w 1930 r. do 9,7% w 2010 r., natomiast w zlewni Gish z 4,9% do 5,9% w tym samym okresie. W przypadku Rehti i Kaljani w latach 1930–2010, wzrost powierzchni osuwisk nie przekraczał 1%, przy udziale ok. 2% w powierzchni każdej ze zlewni. Większa powierzchnia osuwisk w zlewniach bardziej wylesionych jest więc wyraźnie widoczna. Należy jednak zwrócić uwagę, że zlewnie Lish i Gish charakteryzuje równocześnie największy udział głęboko zwietrzałych gnejsów, podatnych na osuwanie (Starkel, Basu 2000; por. ryc. 11).

Morfologia koryta rzecznoego może być kontrolowana przez czynniki lokalne, takie jak roślinność porastająca brzegi rzeki (Millar 2000). Gęsta pokrywa roślinna zwiększa szorstkość podłoża, redukując prędkość płynięcia wody. Dodatkowo warstwa korzeniowa roślin, wiążąc cząstki gleby ze sobą, powoduje wzrost odporności brzegów na erozję. Wycięcie lasów na równinie zalewowej pod uprawę ryżu, w połączeniu z agradacją koryt, mogło być czynnikiem ułatwiającym ich swobodną migrację i zwiększenie powierzchni. Wskazuje na to zanik łąch piaszczystych, utrwalonych przez roślinność i znaczny wzrost erozji teras w latach 1970–2010, w porównaniu z okresem 1930–1970. Jest to szczególnie widoczne w przypadku rzek Lish, Gish i Rehti.

Spośród trzech przebadanych obszarów wpływ człowieka na zmianę morfologii koryt rzecznych jest najwyraźniej widoczny w rejonie Tisty. Wylesienie w tym przypadku górskich części zlewni i zajęcie równin zalewowych pod uprawę ryżu, doprowadziło do wyłączenia z użytkowania (rolniczego lub leśnego) 8,7% badanego obszaru w latach 1930–2010. Z kolei niewielki wzrost powierzchni koryta Rehti może być częściowo związany z ochroną

aż połowy jej brzegów, przez wały przeciwpowodziowe. Poszerzanie i przerzuty koryt w rejonie Kaljani, której zarówno górską część zlewni jak i obszar piedmontu są w największym stopniu zalesione, są raczej skutkiem wysokich opadów notowanych w ostatnich dekadach.

Należy podkreślić, że niezależnie od stopnia wylesienia zlewni położonych w górach i na przedpolu, we wszystkich trzech badanych obszarach widoczne było zwiększenie powierzchni koryt rzecznych, ich migracje i przerzuty. Działalność człowieka odgrywa więc ważną, ale drugoplanową rolę w przekształcaniu morfologii koryt rzecznych, w stosunku do reżimu opadowego i aktywności fluwialnej.

5.3. WPŁYW ZMIAN UŻYTKOWANIA ZIEMI NA WŁAŚCIWOŚCI GLEB

Badania wpływu długotrwałej działalności człowieka na właściwości gleb wykonano na obszarze piedmontu w rejonie Tisty. Dwie występujące tu formy rzeźby terenu – terasy i równiny zalewowe, charakteryzuje odmienny typ gleb i związane z nim różne użytkowanie ziemi. Na terasach z wykształconymi Inceptisolami, właściwości fizyko-chemiczne gleb pod naturalnym lasem liściastym porównano z właściwościami gleb zmienionymi pod wpływem uprawy herbaty. Na równinach zalewowych z wykształconymi Entisolami, właściwości fizyko-chemiczne gleb pod naturalnym lasem liściastym porównano z właściwościami gleb zmienionymi pod wpływem uprawy ryżu. Próby pobrano z terenów, które nie zmieniły swojej kategorii użytkowania w ostatnich 150 latach. Przy ich identyfikacji kierowano się wykonanymi mapami użytkowania i stabilności użytkowania ziemi (por. ryc. 29, 33).

Gleby w obrębie teras są głębokie i dobrze zdrenowane (tab. 15; fot. 14). W składzie granulometrycznym dominuje frakcja piaszczysta, a zawartość iłu nie przekracza 5%. Spadek zawartości pyłu i iłu z głębokością wskazuje na intensywne procesy wietrzenia powierzchniowego poziomu gleby. Kolor gleby, zarówno w lesie jak i na plantacji herbaty, zmienia się z głębokością od 2.5Y2/1 (czarny) do 2.5Y5/2 (ciemnoszaróżłty). Poziom organiczny (O) w lesie jest cienki lub nie występuje, wskutek szybkiej dekompozycji materii organicznej w ciepłym i wilgotnym klimacie. Korzenie roślin sięgają głębokości 80–100 cm, co odpowiada poziomowi Bw.

Gleby równin zalewowych są płytkie, słabo przepuszczalne, z widocznymi śladami oglejenia. Naprzemienne występowanie warstw drobniejszego pyłu piaszczystego i gruboziarnistych glin piaszczystych, odzwierciedla wpływ wezbrań z silną erozją, redepozycją starego i depozycją nowego osadu. Kolor gleby w lesie zmienia się od 2.5Y3/2 (brązowoczarny) do 2.5Y4/2 (ciemnoszaróżłty). Gleby pod uprawą ryżu, bliżej rzek, zawierają więcej części szkieletowych. Ich poziom humusowy (A) jest jednak bardziej homogeniczny, wskutek częstych zabiegów agrotechnicznych. Korzenie roślin w obrębie

Tabela 15, Wpływ użytkowania ziemi na wybrane cechy fizyczne i chemiczne gleb piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów w obszarze Tisty

Forma rzeźby/ Typ gleby	Kategoria użytkowania ziemi	Poziom gleby	Głębokość (cm)	Barwa	Szkielet (%)	Piasek (%)	Pył (%)	Ił (%)	Wytrzymałość na ściskanie (kPa)	Materia organiczna (%)	pH (H ₂ O)
Terasa/ Inceptisol, (Dystrudept)	Las naturalny	A	0-30	2.5Y2/1	0,4±0,8	50,7±27,3	46,3±26,1	2,5±1,3	151±71	2,7±0,4	5,0±0,3
		ABw	30-65	2.5Y2/1	0,8±0,9	58,0±27,4	39,3±27,3	1,9±1,1	143±79	1,4±0,3	5,3±0,4
		Bw	65-95	2.5Y3/3	1,6±2,4	75,3±23,5	21,6±19,8	1,5±1,3	111±87	0,7±0,4	5,6±0,2
		BwC	95-120	2.5Y4/3	24,9±39,1	68,0±41,5	6,6±2,5	0,5±0,1	48±42	0,5±0,3	5,6±0,2
	Uprawa herbaty	A	0-30	2.5Y2/1	0,4±0,8	36,9±21,5	59,6±21,2	3,0±1,7	191±143	2,1±1,0	4,8±0,1
		ABw	30-65	2.5Y3/2	0,3±0,4	50,7±25,6	46,7±24,4	2,3±1,7	143±48	1,6±0,5	5,0±0,3
		Bw	65-95	2.5Y3/2	0,7±1,5	56,3±16,2	41,2±16,7	1,8±1,0	143±48	0,6±0,3	5,2±0,3
		BwC	95-120	2.5Y5/2	13,4±26,2	62,2±31	23,2±20,9	1,2±1,2	71±79	0,4±0,4	5,2±0,1
Równina zalewowa/ Entisol (Fluvaquent, Endoaquent)	Las naturalny	O	0-1	2.5Y3/1	-	-	-	-	-	-	5,3±0,1
		A	1-5	2.5Y3/2	0,0±0,0	47,3±6,5	51,8±6,7	0,9±0,2	143±24	3,9±0,7 ^a	4,5±0,3 ^a
		ACg	5-10	2.5Y3/2	1,0±0,7	68,2±14,3	29,9±13,1	0,9±0,3	143±24	2,1±0,5	5,3±0,3
		2Cg	10-20	2.5Y4/2	0,2±0,1	76,2±10,1	23,3±8,8	0,5±0,2	159±32	1,0±0,4	5,3±0,2
		3Cg	20-30	2.5Y4/2	0,0±0,0	58,9±11,9	40,4±7,9	0,7±0,3	119±32	0,9±0,6	5,1±0,1
	Uprawa ryżu	ACg	0-10	7.5Y4/1	1,6±1,4	57,4±18,8	40,3±19,9	0,7±0,2	87±79	0,8±0,5 ^a	6,9±1,8 ^a
		2Cg	10-30	7.5Y4/1	10,9±18,9	43,1±24,6	45,2±38,8	0,7±0,2	56±71	0,4±0,5	6,9±0,6
		3Cg	30-45	5Y4/1	0,0±0,0	79,8±22,4	19,8±15,2	0,3±0,1	43±39	0,7±0,4	5,0±0,3

a – wskazuje statystycznie istotną różnicę między cechami gleb pod różnymi kategoriami użytkowania ziemi (p<0,05)

równin zalewowych były znajdowane głównie w powierzchniowym poziomie gleby.

W obrębie teras wytrzymałość na ściskanie (kompakcja) gleby zmniejsza się wraz z głębokością, odzwierciedlając spadek zawartości pyłu i ilu oraz materii organicznej w podpowierzchniowych poziomach. Wyższa zwięźłość powierzchniowego poziomu gleby na plantacjach herbaty, w porównaniu do gleby pod lasem, związana jest prawdopodobnie z wydeptywaniem przez człowieka i mniejszą zawartością materii organicznej. Jednak różnice te nie są statystycznie istotne. Zróżnicowanie kompaktacji gleby na równinach zalewowych odzwierciedla heterogeniczność osadu, deponowanego podczas wezbrań i nie wykazuje stałej tendencji do zmian z głębokością.

Gleby na terasach są kwaśne, ze wzrastającym wraz z głębokością odczynem pH. Kwaśna reakcja gleb związana jest przede wszystkim z wymywaniem związków alkaicznych wskutek wysokich opadów, a także z dużą zawartością materii organicznej. Odczyn pH w profilach glebowych pod uprawami herbaty był niższy w porównaniu do gleby pod lasem. Gleby równin zalewowych mają odczyn lekko kwaśny do obojętnego i zazwyczaj obniża się on wraz z głębokością. Odczyn pH gleb pod lasem (4,5) jest znacząco niższy w porównaniu do gleb pod uprawami ryżu (6,9), co wynika z położenia tych ostatnich w bliskim zasięgu wód wezbraniowych o obojętnym odczynie.

Najwyraźniej skutki działalności człowieka w wyniku wylesienia, zabiegów agrotechnicznych i nawożenia uwidaczniają się w powierzchniowym poziomie gleby. Istotnie statystycznie różnice ($p < 0,05$) w zawartości materii organicznej, węgla i składników odżywczych, występują między lasem a terenami rolniczymi (tab. 16). Zawartość węgla w powierzchniowym poziomie gleby była najwyższa w lesie (2,21–2,25%), następnie na plantacji herbaty (1,66%) i pod uprawami ryżu (0,54%). Podobna zależność występowała w przypadku zawartości azotu. Jego zawartość była najwyższa w lesie (0,18–0,22%), niższa na plantacji herbaty (0,12%), a pod uprawą ryżu spadała do najniższych wartości spośród wszystkich kategorii użytkowania ziemi (0,05%). Całkowita zawartość siarki była niska w glebie pod lasem, ale uprawa nie wpłynęła istotnie na jej zawartość w glebie. Stosunek C:N był wyższy na terenach rolniczych (10,80–13,83) w porównaniu z lasem (10,05–12,50), odzwierciedlając mniejszy spadek azotu w porównaniu do spadku zawartości węgla w wyniku uprawy.

Tabela 16. Wpływ użytkowania ziemi na zawartość węgla i wybranych składników odżywczych w powierzchniowym poziomie gleby (A) piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów w obszarze Tisty

Forma rzeźby / Typ gleby	Kategoria użytkowania ziemi	Głębokość (cm)	Tekstura	C (%)	N (%)	S (%)	C:N
Terasa/ Inceptisol, (Dystrudept)	Las naturalny	0–30	płp, gp, pg	2,25±0,62	0,18±0,04 ^a	0,10±0,01	12,50±0,93
	Uprawa herbaty	0–30	płp, gp	1,66±0,57	0,12±0,04 ^a	0,12±0,04	13,83± 0,49
Równina zalewowa/ Entisol (Fluvaquent, Endoaquent)	Las naturalny	0–10	płp, gp	2,21±0,53 ^a	0,22±0,04 ^a	0,11±0,04	10,05±0,92 ^a
	Uprawa ryżu	0–10	płp, gp, pg	0,54±0,29 ^a	0,05±0,03 ^a	0,08±0,04	10,80±1,14 ^a

a – wskazuje statystycznie istotną różnicę między cechami gleb pod różnymi kategoriami użytkowania ziemi ($p < 0,05$)

Tekstura: płp – pył piaszczysty, gp – glina piaszczysta, pg – piasek gliniasty

Obniżenie zawartości materii organicznej i węgla pod uprawą herbaty, w porównaniu do obszarów leśnych, najprawdopodobniej związane jest z mniejszą ilością szczątków organicznych (liści, gałęzi) zwracanych do gleby na plantacjach (Saha i in. 2000). Uprawa herbaty wymaga dostarczenia dużej ilości składników odżywczych, ponieważ największa ich koncentracja występuje w zrywanych młodych liściach (Dang 2005). Sucha masa liści zawiera 4–5% azotu, najważniejszego składnika pokarmowego w uprawie herbaty (Natesan, Ranganathan 1990). Zakładając plony herbaty na około $1600 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ na obszarze piedmontu (Banerjee 2005), około $75 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ azotu jest usuwane wraz z liśćmi. Nawożenie azotem w ilości $100 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$, częściowo rekompensuje te straty (inf. własna od dzierżawców plantacji).

Obniżenie zawartości materii organicznej i węgla pod uprawą ryżu jest skutkiem zarówno zmniejszenia ilości szczątków organicznych zwracanych do gleby, jak i zabiegów agrotechnicznych (Chaudhury i in. 2005). Zawartość azotu obniża się głównie wskutek procesów ulatniania się amoniaku i denitryfikacji (redukcji azotanów do azotu atmosferycznego) w warunkach beztlenowych, jakie powstają po zalaniu pola wodą (Choudhury i in. 1997). Duża ilość azotu jest usuwana z gleby podczas wzrostu ryżu i wykształcania jego ziaren. Mało urodzajne gleby i niski poziom nawożenia powodują, że średnia produkcja ryżu w strefie piedmontu wynosi tylko $1600 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$. Jest ona znacznie niższa w porównaniu do średniej w Zachodnim Bengalu, gdzie sięga 2300 kg ha^{-1} (Mukhopadhy i in. 2008). Niski poziom nawożenia lub jego brak, połączony z usuwaniem $16 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ i $8 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ azotu wraz z odpowiednio ziarnami ryżu i słomą, powoduje znaczący statystycznie spadek zawartości azotu w glebie (Chaudhury i in. 2005; Choudhury, Kennedy 2005). Straty te są częściowo rekompensowane przez depozycję świeżego osadu i składników pokarmowych wraz z wodą podczas wezbrań.

Przedstawiona analiza porównawcza wskazuje na to, że długotrwała uprawa monokulturowa herbaty i ryżu zmieniła cechy fizyczne i chemiczne gleb piedmontu. Większość tych zmian jest jednak nieistotna statystycznie. Uprawa herbaty jest dobrze dostosowana do warunków klimatyczno-glebowych piedmontu. W przypadku uprawy ryżu duży wpływ na cechy fizyczne i chemiczne gleby ma, obok działalności człowieka, częstość wezbrań i związana z nimi depozycja świeżego osadu na polach uprawnych.

6. PRZEBIEG I SKUTKI DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W ŚRODOWISKU PRZYRODNICZYM PIEDMONTU SIKKIMSKO- BHUTAŃSKICH HIMALAJÓW

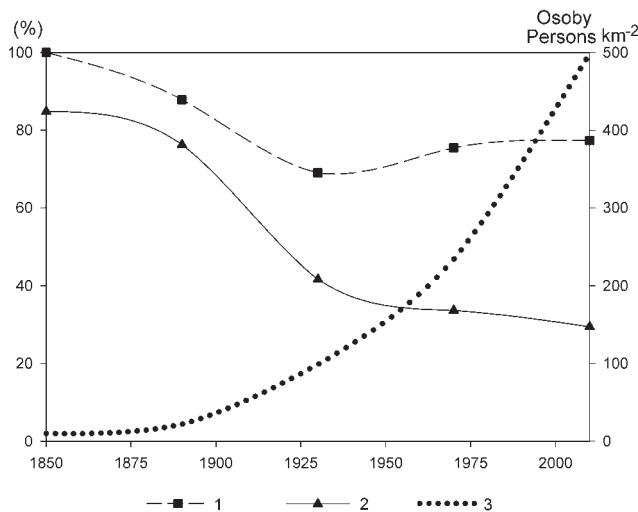
Współczesny krajobraz piedmontu uformowany został przez współdziałanie czynników naturalnych i antropogenicznych. Ich rola w procesie transformacji środowiska przyrodniczego zmieniała się w czasie. Wysokie opady, aktywne tektonicznie Himalaje i głęboko zwietrzałe podłoże geologiczne są najważniejszymi naturalnymi czynnikami, wpływającymi na duże dostawy wody i erodowanego materiału na obszar piedmontu. Wyższe niż obecnie opady we wczesnym i środkowym holocenie sprzyjały rozwojowi procesów denudacyjnych, które doprowadziły do uformowania się licznych stożków aluwialnych. Rozcięcie ich powierzchni rzekami roztokowymi o korytach dopasowanych do panującego reżimu opadowego, pozwoliło na niezakłócone formowanie się przepuszczalnych gleb, które porosły lasem.

Lasy ze sporadycznym rolnictwem wypaleniskowym, w warunkach deficytu wody w zimie, przeważały na tym terenie do połowy XIX w. Dopiero wprowadzenie uprawy herbaty przyczyniło się do szybkiego wylesiania wyżej położonych teras. Rozwój osadnictwa wskutek migracji pracowników na tereny plantacji sprzyjał rozprzestrzenieniu się upraw ryżu na równinach zalewowych. Równocześnie wprowadzenie gospodarki leśnej zakończyło proces formowania się nowej struktury użytkowania ziemi do 1930 r. Okres 1930–2010 charakteryzowała względna stabilizacja użytkowania ziemi na terasach. Sprzyjała temu prowadzona gospodarka leśna i niewielkie poszerzanie upraw herbaty w granicach plantacji. Najbardziej dynamiczne zmiany użytkowania ziemi widoczne były na równinach zalewowych. W tym przypadku duża dynamika zmian była skutkiem nałożenia się niekontrolowanej działalności rolniczej człowieka na naturalną aktywność fluwialną.

Wykładniczo rosnące zaludnienie nie znalazło wyraźnego odzwierciedlenia w zmianach struktury użytkowania ziemi, poza przełomem XIX i XX w., kiedy karczowano lasy pod nowo zakładane plantacje herbaty (ryc. 35). Stało się tak dzięki koncentracji ludności w obrębie plantacji i udzielanemu wsparciu socjalno-ekonomicznemu dla pracowników plantacji i ich rodzin.

Wprowadzona na obszar piedmontu w drugiej połowie XIX w. uprawa herbaty jest długotrwałą monokulturą. Krzew herbaty może żyć ponad 100 lat, a 43% krzewów na plantacjach ma ponad 50 lat (*Tea Board of India* 2010). Plantacje herbaty są własnością państwa i są dzierżawione na

30 lat, pod warunkiem kontynuowania uprawy herbaty (Bhowmik 2002). Powoduje to, że uprawy herbaty przyczyniają się do stabilizacji użytkowania ziemi. Decyzja o powiększeniu uprawy herbaty uzależniona jest najczęściej od warunków ekonomicznych – cen rynkowych herbaty i funduszy dzierżawcy na inwestycje.



Ryc. 35. Stabilność użytkowania ziemi na tle powierzchni lasów i gęstości zaludnienia na obszarze piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów w latach 1850–2010 (dane uśrednione dla trzech obszarów badawczych)

1 – powierzchnia obszaru stabilnego użytkowania ziemi (%), 2 – powierzchnia lasu (%), 3 – gęstość zaludnienia (osoby km⁻²)

Land use stability at the background of forest area and population density in the Sikkimese-Bhutanese Himalaya piedmont for the years 1850–2010 (mean data for three investigated areas)

1 – area of stable land use (%), 2 – forest area (%), 3 – population density (persons km⁻²)

Rozwój gospodarki leśnej sprzyjał ochronie lasów w ostatnich 150 latach. Miejsca kontrolowanego karczunku najcenniejszych gatunków drzew zastępowały nowe nasadzenia. Sprzyjało to stabilizacji powierzchni lasów będących własnością państwa. Istotnym elementem sprzyjającym stabilizacji powierzchni lasów, położonych między plantacjami herbaty, jest tzw. *Plantation Labour Act* z 1951 r. Uregulował on, wykształcone jeszcze w czasach zakładania pierwszych plantacji herbaty, stosunki między dzierżawcą a pracownikiem. Zatrudnienie dużej liczby kobiet (ponad 50% pracowników), możliwość dziedziczenia pracy przez dzieci w razie śmierci rodziców, subsydiowanie żywności dla pracowników i ich rodzin oraz system bezpłatnego szkolnictwa i opieki zdrowotnej, zapewnia podstawowe świadczenia socjalne. W przypadku wymienionych uregulowań prawnych miejscowa ludność nie ma potrzeby zabezpieczania podstawowych potrzeb życiowych,

poprzez nielegalny karczunek lasu i przekształcania go w pole uprawne. Wprowadzone rozwiązania socjalno-ekonomiczne sprzyjają więc utrzymaniu stabilnej powierzchni lasów będących własnością państwa (Rudel i in. 2005).

Zmiany w użytkowaniu ziemi w postaci wprowadzenia monokulturowych upraw herbaty i ryżu wpłynęły na fizyczne i chemiczne właściwości gleb. Wzrost kompaktacji oraz spadek zawartości materii organicznej, węgla i azotu, a także odczynu pH sugeruje, że długotrwała uprawa herbaty i ryżu obniżyła jakość gleby. Jednak statystycznie istotne zmiany zaobserwowano jedynie w przypadku niektórych cech chemicznych powierzchniowego poziomu gleby.

Różnice w zawartości materii organicznej i składników pokarmowych były mniejsze między lasem naturalnym i uprawą herbaty na terasach, w porównaniu do naturalnego lasu i uprawy ryżu na równinach zalewowych. Uprawa herbaty wpłynęła na istotne zmniejszenie zawartości węgla i azotu w glebie, odpowiednio o 26 i 33% w porównaniu do jego zawartości w glebie pod naturalnym lasem. Wpływ uprawy ryżu na cechy chemiczne gleby jest częściowo maskowany przez rzeki, które dostarczają wraz z wodami wezbraniowymi świeżego osadu. Wspólne oddziaływanie zabiegów uprawowych i wezbrań na równinach zalewowych jest odzwierciedlone przez obniżenie zawartości węgla o 76% i azotu o 77% w powierzchniowym poziomie gleby pod uprawą ryżu, w stosunku do gleby pod naturalnym lasem.

Pomimo długotrwałej monokulturowej uprawy herbaty w warunkach bardzo wysokich opadów, gleba na plantacjach ma wciąż dużą produktywność. Studia w innych regionach z uprawą herbaty wskazują na to, że zawartość materii organicznej, węgla i azotu szybko maleje w kilku pierwszych dekadach po wylesieniu. Później, wraz ze wzrostem wieku plantacji, tempo rozkładu materii organicznej i jej odnowa wskutek dostawy z opadających szczątków organicznych i butwiejących korzeni, zwykle osiąga równowagę. Przejawia się ona niewielkimi zmianami zawartości składników odżywczych w glebie lub nawet brakiem zmian w kolejnych dekadach uprawy (Li i in. 1997; Dang 2007). Ewentualne braki w zawartości składników pokarmowych są uzupełniane poprzez nawożenie. Na równinach zalewowych duża heterogeniczność osadów i zmienność warunków hydrologicznych w skali lokalnej, w znacznej mierze decyduje o rozwoju gleb i ich cechach fizyko-chemicznych. W przeciwieństwie do uprawy herbaty, system uprawy ryżu charakteryzuje niskie zużycie nawozów, co prowadzi do szybkiego i znacznego obniżenia zawartości składników odżywczych w glebie. Spadek ten może być częściowo skompensowany dostawą świeżego materiału erodowanego z gór.

7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Szczegółowej analizie przebiegu i skutków długotrwałej działalności człowieka w środowisku przyrodniczym poddano dwa obszary w północno-wschodnich Indiach – Wyżynę Meghalaya i piedmont Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów. Wspólną cechą obu obszarów, z punktu widzenia gospodarczego, jest bardzo wysoki opad monsunowy z corocznie występującymi zdarzeniami ekstremalnymi i deficyt wody w zimie. Różni je natomiast forma i czas oddziaływania człowieka na środowisko, chociaż u podstaw jego aktywności leżą czynniki ekonomiczne – chłonne rynki zbytu dla wytworzonych surowców i płodów rolnych, położone poza badanymi obszarami.

Charakterystycznym końcowym efektem długotrwałej działalności człowieka w obu obszarach jest duża stabilność struktury użytkowania ziemi. Jednak zarówno przyczyny osiągnięcia takiego stanu, jak jego skutki dla środowiska przyrodniczego są różne (por. ryc. 26, 35).

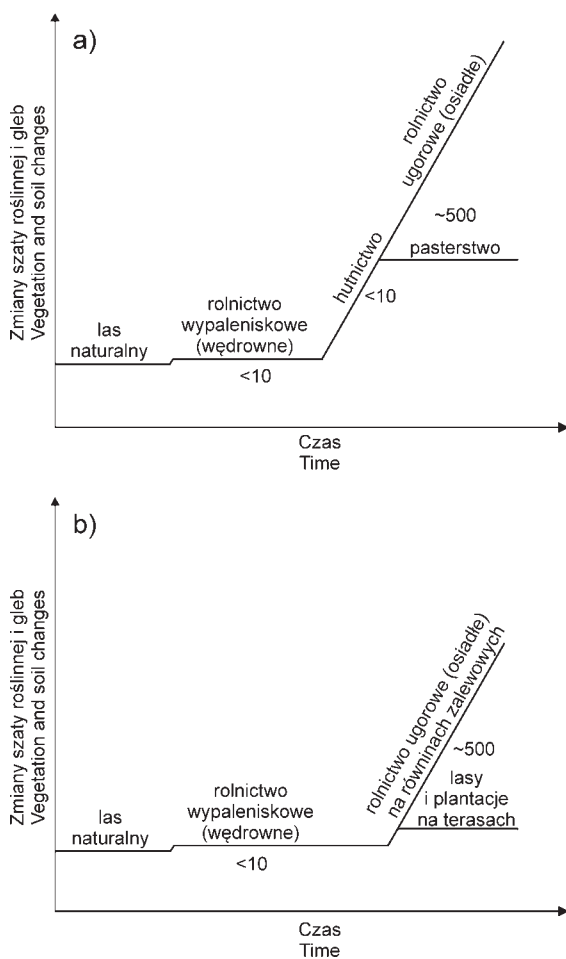
Na Wyżynie Meghalaya, trwająca od co najmniej 2000 lat, niekontrolowana gospodarka rolna oraz wydobywanie i przetwórstwo surowców mineralnych, zmieniły formację lasu tropikalnego w formację sawannowo-stepową. Wylesienie i degradacja gleb nastąpiła przy bardzo małym zaludnieniu. Równocześnie taki system gospodarowania, przy niskiej gęstości zaludnienia, wykazał zróżnicowaną odporność środowiska przyrodniczego na działalność człowieka. Na obszarze z bardzo wysokimi opadami i płytkimi pokrywami zwietrzelinowymi uformował się nowy, stabilny system z dużym wpływem powierzchniowym, ale o małym natężeniu erozji. Wzrost zaludnienia w drugiej połowie XX w. tylko utrwalił już stan odziedziczony z odległej przeszłości. Ma on charakter zmian nieodwracalnych w dłuższym czasie, być może dziesiątek lub nawet setek lat. Obszar z niższymi opadami i głębiej zwietrzałym podłożem geologicznym, był odporniejszy na ingerencję człowieka. Degradacja jego zasobów postępuje tutaj wolniej i jest obecnie na etapie przejściowym do osiągnięcia nowej równowagi.

W strefie piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów wprowadzenie odpowiednich rozwiązań prawnych już w początkowym okresie jego zagospodarowania, pozwoliło na prowadzenie stosunkowo racjonalnej gospodarki rolnej i leśnej przez ostatnie 150 lat. Istotnym elementem stabilizującym była także ciągłość prawa, która mimo przejścia Indii od systemu kolonialnego do demokracji kapitalistycznej, pozwalała na utrzymanie i konsekwentne egzekwowanie wprowadzonych uregulowań ustawodawczych. Lasy będące własnością państwa utrzymują stabilną powierzchnię, a gleby pod

długotrwałą monokulturową uprawą herbaty nadal wykazują dużą produktywność. Nie zmienił tego gwałtowny wzrost zaludnienia w XX w. Struktura użytkowania ziemi jest na tyle trwała, że głównym czynnikiem powodującym lokalne zmniejszenie powierzchni lasu na obszarze piedmontu, ponownie stała się aktywność fluwialna, tak jak to miało miejsce przed okresem wyrażonej ingerencji człowieka w środowisko.

Wzrost zaludnienia i czas oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze nie są pierwszoplanowymi czynnikami prowadzącym do jego przekształceń, nawet w warunkach wysokich opadów (ryc. 36). Na obu badanych obszarach największe zmiany w strukturze użytkowania ziemi wskutek wylesiania, zaszły przy bardzo małym zaludnieniu. Rolnictwo wypaleniskowe na terenach z małą gęstością zaludnienia, poniżej 10 osób km⁻² i związanym z tym długim okresem odłogowania pola, nie stanowi zagrożenia dla środowiska nawet przez tysiące lat. Równocześnie przy tej samej gęstości zaludnienia, poniżej 10 osób km⁻², wylesienie i degradacja gleb może nastąpić w krótkim czasie, rzędu kilkudziesięciu lat, jeśli powierzchnia gleby jest trwale eksponowana na działalność deszczu. Najistotniejszy jest więc sposób gospodarowania, który powinien być dostosowany do lokalnych warunków środowiska przyrodniczego. W przypadku obszarów z wysokimi opadami kluczowym elementem zapobiegającym negatywnym skutkom gospodarki człowieka, jest utrzymanie pokrywy roślinnej, a w razie usunięcia szybkie jej odnowienie. Dobrym przykładem takiego przekształcenia użytkowania ziemi jest obszar piedmontu, gdzie wykarczowany las został szybko zastąpiony przez uprawę herbaty. Daje to możliwość prowadzenia zrównoważonej i intensywnej gospodarki rolnej przez długi czas.

Analiza wyników badań wskazuje, że w warunkach klimatu monsunowego, wraz ze wzrostem wysokości opadu zwiększa się podatność środowiska przyrodniczego na zakłócenia wywołane działalnością człowieka. W tym kontekście można spróbować przewidzieć zmiany, jakie mogą zająć w środowisku przyrodniczym obu badanych obszarów pod wpływem działalności człowieka, jeżeli sprawdzą się wyniki prognoz modeli klimatycznych. Prognozowane skutki efektu cieplarnianego mają być większe niż skutki słabnącej cyrkulacji monsunowej w wyniku spadku promieniowania słonecznego (IPCC 2007). Przejawić ma się to wzrostem opadów w lecie, ich większą zmiennością i spadkiem opadów w zimie.



Ryc. 36. Wpływ długotrwałej działalności człowieka na zmiany szaty roślinnej i gleb a) Wyżyna Meghalaya, b) piedmont Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów, liczby wskazują gęstość zaludnienia (osoby km^{-2})

Influence of long-lasting human impact on changes of vegetation and soils

a) the Meghalaya Plateau, b) piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya, numbers indicate population density (persons km^{-2})

las naturalny – natural forest, rolnictwo wypaleniskowe – shifting cultivation, hutnictwo – iron smelting, rolnictwo ugorowe (osiadłe) – settled agriculture, pasterstwo – shepherding, rolnictwo ugorowe (osiadłe) na równinach zalewowych – settled agriculture on the floodplains, plantacje na terasach – plantations on the terraces

W przypadku Wyżyny Meghalaya efektem takiej zmiany klimatu może być zwiększenie zasięgu strefy wysokich opadów, prowadzące do wzrostu natężenia erozji na polach uprawnych. Spowodować to może dalsze zmiany w strukturze użytkowania ziemi, polegające na postępującym od południowej krawędzi wyżyny w kierunku jej centralnej części, zastępowaniu pól uprawnych obszarami o zdegradowanych glebach. Wspiera tą hipotezę

stwierdzone obecnie duże natężenie erozji na polach uprawnych, przekraczające tempo odbudowy gleby (Prokop, Poręba 2012). Zmniejszona w ten sposób retencyjność pokryw glebowych wpłynie z kolei na przyspieszenie spływu powierzchniowego, wydłużając okres prognozowanej suchej zimy. Stepowanie może być więc jednym ze skutków zmian klimatu w obszarach z bardzo wysokimi, ale bardzo nierównomiernie rozłożonymi opadami w ciągu roku.

W przypadku piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów utrzymanie dotychczasowych rozwiązań prawnych, określających system własności oraz regulujących sposób prowadzenia gospodarki rolnej i leśnej, sprzyjało będzie utrwaleniu istniejącej struktury użytkowania ziemi. Osiągnięta równowaga w wymianie składników pokarmowych w systemie gleba-uprawa herbaty oraz zachowana żyzność gleb na terasach, są wystarczające aby zapewnić rozwój rolnictwa przez długi czas, nawet w warunkach wyższych opadów. Większe zagrożenie dla produkcji rolnej może być związane z niekontrolowanym wylesianiem zlewni w górach i związaną z tym zwiększoną dostawą wody i erodowanego materiału na przedpole. W takich warunkach wzrost częstotliwości wezbrań, połączony z dalszą agradacją w korytach rzecznych i erozją boczną teras, byłby nieunikniony. Nie zmieni to jednak zasadniczo struktury użytkowania ziemi, ponieważ już w tej chwili większość lasu na równinach zalewowych została przekształcona w pola uprawne lub jest zajęta przez koryta rzeczne o zwiększonej szerokości. Dostawa świeżego materiału z gór, spowoduje wzbogacenie gleb w składniki pokarmowe, co prawdopodobnie będzie przeciwdziałać postępującemu wyjaławianiu gleby wskutek uprawy. Nawet przy braku nawożenia proces ten zapewni niewielkie, jak dotychczas, ale regularne plony ryżu.

LITERATURA

- Abram N.H., Gagan M.K., Liu Z., Hantoro W.S., McCulloch M.T., Suwargadi B.W., 2007, *Seasonal characteristics of the Indian Ocean Dipole during the Holocene epoch*, *Nature*, 445, s. 299–302.
- Acharyya N.N., 1966, *The history of Medieval Assam*, Omsons Publications, New Delhi.
- Acharyya S.K., 1980, *Structural framework and tectonic evolution of the Eastern Himalaya*, *Himalayan Geology*, 10, s. 412–439.
- Allchin B., Allchin R., 1982, *The rise of civilization in India and Pakistan*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Allen B.C., Gait E.A., Howard H.F., Allen C.G.H., 1906, *Gazetteer of Bengal and North-East India*, Mittal Publication, New Delhi.
- Allen W.J., 1858, *Report on the administration of the Cossyah and Jynteah Hill territory*, Bengal Hurkaru Press, Calcutta.
- An L., 2012, *Modeling human decisions in coupled human and natural systems: Review of agent-based models*, *Ecological Modelling*, 229, s. 25–36.
- Bakker M.M., Govers G., Kosmas C., Vanacker V., Oost K., Rounsevell M., 2005, *Soil erosion as a driver of land-use change*, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 105, s. 467–481.
- Banarjee A., Ghosh S., Springate-Baginski O., 2010, *The creation of West Bengal's forest underclass an historical institutional analysis of forest rights deprivations*, IPPG Discussion Papers, 51, s. 1–26.
- Banerjee B., 2005, *Tea Production and processing*, Oxford/IBH, New Delhi.
- Basu S.R., Ghatowar L., 1988, *Landslides and soil-erosion in the Gish drainage basin of the Darjeeling Himalaya and their bearing on North Bengal floods*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 22, s. 105–122.
- Basu S.R., Ghatowar L., 1990, *The impact of landslides on fluvial processes in the Lish basin of the Darjeeling Himalayas*, *Geographia Polonica*, 59, s. 77–87.
- Basumatary S.K., Dixit S., Bera S.K., Mehrotra R.C., 2012, *Modern pollen assemblages of surface samples from Cherrapunjee and its adjoining areas, Meghalaya, northeast India*, *Quaternary International*, doi: 10.1016/j.quaint.2012.11.021.
- Bellwood P., 1997, *Prehistory of the Indo-Malaysian Archipelago*, University of Hawai'i Press, Honolulu.
- 2005, *First farmers: The origins of agricultural societies*, Blackwell Publishing, UK.
- Bera S.K., Basumatary S.K., Dixit S., 2009, *Studies on pollen morphology and phenological characteristics of some economically important arborescent taxa of Tropical forest lower Brahmaputra Valley, Assam, North East India*, *Journal of Palynology*, 43, s. 1–9.
- Berger A., Loutre M.F., 1991, *Insolation values for the climate of the last 10 million years*, *Quaternary Science Reviews*, 10, s. 297–317.
- Berkehammer M., Sinha A., Stott L., Cheng H., Pausata F., Yoshimura K., 2012, *An abrupt shift in the Indian monsoon 4000 years ago*, [w:] L. Giosan (red.), *Climates, landscapes, and civilizations*, *Geophysical Monographs*, 198, 75–87, American Geophysical Union, Washington D.C. (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/speleothem/asia/india/mawmluh2012.txt>)

- Bhattacharyya A., Chaudhary V., 2003, *Late-summer temperature reconstruction of the Eastern Himalayan region based on tree-ring data of Abies densa*, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 35, s. 196–202.
- Bhattacharyya A., Mehrotra N., Shah S.K., 2011, *Holocene vegetation and climate of south Tripura based on palynological analysis*, Journal Geological Society of India, 77, s. 521–526.
- Bhattacharyya A., Sharma J., Santosh K., Shah S.K., Chaudhary V., 2007, *Climatic changes during the last 1800 yrs BP from Paradise Lake, Sela Pass, Arunachal Pradesh, Northeast Himalaya*, Current Science, 93, 7, s. 983–987.
- Bhowmik S.K., 2002, *Productivity and labour standards in tea plantation sector in India*, [w:] A. Sivananthiran, C.S. Venkata Ratnam (red.), *Labour and social issues in plantations in South Asia*, International Labour Organisation, New Delhi, s. 133–166.
- Bilham R., 2004, *Earthquakes in India and the Himalaya: tectonics, geodesy and history*, *Annals of Geophysics*, 47, s. 839–858.
- Bilham R., England P., 2001, *Plateau 'pop-up' in the great 1897 Assam earthquake*, Nature, 410, s. 806–809.
- Biswas S., Coutand I., Grujic D., Hager C., Stöckli D., Grasemann B., 2007, *Exhumation and uplift of the Shillong plateau and its influence on the eastern Himalayas: New constraints from apatite and zircon (U-Th-[Sm])/He and apatite fission track analyses*, Tectonics, 26, TC6013, doi:10.1029/2007TC002125.
- Bohra A.K., Haque E., 2008, *Flood frequency analysis for the Kaljani River of the Brahmaputra system*, [w:] S. Singh, L. Starkel, H.J. Syiemlieh (red.), *Environmental changes and geomorphic hazards*, Bookwell, Delhi, s. 263–275.
- Bookhagen B., 2010, *Appearance of extreme monsoonal rainfall events and their impact on erosion in the Himalaya*, Geomatics, Natural Hazards and Risk, 1, s. 37–50.
- 2013, *High resolution spatiotemporal distribution of rainfall seasonality and extreme events based on a 12-year TRMM time series*, (wysłane do druku).
- Bookhagen B., Thiede R.C., Strecker M.R., 2005, *Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya*, Geology, 33, 2, s. 149–152.
- Bor N.L., 1942, *Relict vegetation of Shillong Plateau-Assam*, Indian Forest Records, 3, 6, s. 152–195.
- Borgaonkar H.P., Pant G.B., Rupa Kumar K., 1994, *Dendroclimatic reconstruction of summer precipitation of Srinagar, Kashmir, India, since the late 18th century*, The Holocene, 4, s. 299–306.
- 1996, *Ring width variations in Cedrus deodara and its climatic response over the Western Himalaya*, International Journal of Climatology, 16, s. 1409–1422.
- Breitenbach S.F.M., 2009, *Changes in monsoonal precipitation and atmospheric circulation during the Holocene reconstructed from stalagmites from Northeastern India*, Praca doktorska, University of Potsdam, Potsdam.
- Breitenbach S.F.M., Adkins J.F., Meyer H., Marwan N., Kumar K.K., Haug G.H., 2010, *Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India*, Earth and Planetary Science Letters, 292, s. 212–220.
- Breitenbach S.F.M., Plessen B., Oberhänsli H., Marwan N., Lund D., Adkins J., Günther D., Fricker M., Haug G., 2007, *The Holocene Indian Summer Monsoon variability recorded in a stalagmite from NE India*, American Geophysical Union, Fall Meeting Abstracts, PP11B–0521.

- Bronk Ramsey C., 2009, *Bayesian analysis of radiocarbon dates*, Radiocarbon, 51, 1, s. 337–360.
- Brunsdon D., Thornes J.B., 1979, *Landscape sensitivity and change*, Transactions Institute of British Geographers, NS 4, s. 463–484.
- Bryson R.A., Swain A.M., 1981, *Holocene variations of monsoonal rainfall in Rajasthan*, Quaternary Research, 16, s. 135–145.
- Budek A., Prokop P., 2005, *Mikromorfologiczne cechy pokryw glebowych obszaru o najwyższych opadach na świecie – Cherrapunji, Wyżyna Meghalaya, Indie*, Przegląd Geologiczny, 53, 4, s. 293–298.
- Cann R.L., 2001, *Genetic clues to dispersal in human populations: retracing the past from the present*, Science, 291, s. 1742–1748.
- Carr D.L., Suter L., Barbieri A., 2006, *Population dynamics and tropical deforestation: State of the debate and conceptual challenges*, Population and Environment, 27, s. 89–113.
- Chakrabarti D.K., 1976, *The beginning of iron in India*, Antiquity, 4, s. 114–124.
– 1992, *The early use of iron in India*, Munshiram Manoharlal Publishers, Delhi.
- Chakrabarti D.K., 1993, *Archaeology of Eastern India*, Munshiram Manoharlal, New Delhi.
- Chakraborty T., Ghosh P., 2010, *The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for megafan building processes*, Geomorphology, 115, s. 252–266.
- Chaudhury J., Mandal U.K., Sharma K.L., Ghosh H., Mandal B., 2005, *Assessing soil quality under long-term rice-based cropping system*, Communications in Soil Science & Plant Analysis, 36, s. 1141–1161.
- Champion H.G., Seth S.K., 1968, *A revised survey of forest types of India*, New Delhi.
- Chauhan O.S., 2003, *Past 20,000-year history of Himalayan aridity: Evidenced from oxygen isotope records in the Bay of Bengal*, Current Science, 84, s. 90–93.
- Chauhan M.S., Mandaokar B.D., 2006, *Pollen proxy records of vegetation and climate change during recent past in southern Mizoram, India*, Gondwana Geological Magazine, 21, s. 115–119.
- Chauhan M.S., Sharma C., 1996, *Late-Holocene vegetation of Darjeeling (Jore-Pokhari), Eastern Himalaya*, Palaeobotanist, 45, s. 125–129.
- Choudhury A.T.M.A., Kennedy I.R., 2005, *Nitrogen fertilizer losses from rice soils and control of environmental pollution problems*, Communications in Soil Science & Plant Analysis, 36, s. 1625–1639.
- Choudhury A.T.M.A., Zaman S.K., Bhuiyan N.I., 1997, *Nitrogen response behavior of four rice varieties under wetland culture*, Thai Journal of Agricultural Science, 30, s. 195–202.
- Choudhury P.C., 1966, *The history of civilisation of the people of Assam to the twelfth century A.D.*, Dept. of Historical and Antiquarian Studies in Assam, Guwahati.
- Clark M.K., Bilham R., 2008, *Miocene rise of the Shillong Plateau and the beginning of the end for the Eastern Himalaya*, Earth and Planetary Science Letters, 269, s. 337–351.
- Clift P.D., Plumb R.A., 2008, *The Asian monsoon: causes, history and effects*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Cracroft W., 1832, *Smelting of iron in the Kasya Hills*, Journal of Asiatic Society of Bengal, 1, s. 150–151.

- Dale V.H., King A.W., Washington-Allen R.A., McCord R.A., 1998, *Assessing land-use impacts on natural resources*, Environmental Management, 22, s. 203–211.
- Dang V.M., 2005, *Soil-plant nutrient balance of tea crops in the northern mountainous region, Vietnam*, Agriculture, Ecosystems and Environment, 105, s. 413–418.
- Dang V.M., 2007, *Quantitative and qualitative soil quality assessments of tea enterprises in Northern Vietnam*, African Journal of Agricultural Research, 2, s. 455–462.
- D'Arrigo R., Palmer J., Ummenhofer C.C., Kyaw N.N., Krusic P., 2011, *Three centuries of Myanmar monsoon climate variability inferred from teak tree rings*, Geophysical Research Letters, 38, L24705.
- Dash S.K., Singh G.P., Shekhar M.S., Vernekar A.D., 2005, *Response of the Indian summer monsoon circulation and rainfall to seasonal snow depth anomaly over Eurasia*, Climate Dynamics, 24, s. 1–10.
- Davidar P., Sahoo S., Mammen P.C., Acharya P., Puyravaud J.P., Arjunan M., Garri-gues J.P., Roessing K., 2010, *Assessing the extent and causes of forest degradation in India: where do we stand?*, Biological Conservation, 143, s. 2937–2944.
- DeFries R.S., Houghton R.A., Hansen M.C., Field C.B., Skole D., Townshend J., 2002, *Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s.*, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 99, s. 14256–14261.
- Degórski M., 2011, *The relationships between different forms of iron and aluminium in soils as indicators of soil development on India's Cherrapunji spur (Meghalaya Plateau)*, Geographia Polonica, 84, 1, s. 61–73.
- Deo S.B., 1991, *New discoveries of Iron Age in India*, [w:] C. Margbandhu, K.S. Ramachandran A.P. Sagar D.K. Sinha (red.), *Indian archaeological heritage*, Agam Kala Prakashan New Delhi, s. 189–97.
- Dhar O.N., Nandargi S., 2000, *A study of floods in the Brahmaputra basin in India*, International Journal of Climatology, 20, s. 771–78.
- 2003, *Hydrometeorological aspects of floods in India*, Natural Hazards, 28, s. 1–33.
- Dixie S., Bera S.K., 2011, *Mid-Holocene vegetation and climatic variability in tropical deciduous Sal (Shorea robusta) forest of lower Brahmaputra valley, Assam*, Journal Geological Society of India, 77, s. 419–432.
- Driem G.V., 1998, *Neolithic correlates of ancient Tibeto-Burman migrations*, [w:] Blench R., Spriggs M., (red.), *Archaeology and language II: Archaeological data and linguistics hypotheses*, London and New York: Routledge
- Dutt G.N., 1966, *Landslides and soil erosion in the Kalimpong Subdivision, Darjeeling district and their bearing on the North Bengal flood*, Bulletin of the Geological Survey of India, Series B 15, s. 62–69.
- Enzel Y., Ely L.L., Mishra S., Ramesh R., Amit R., Lazar B., Rajaguru S.N., Baker V.R., Sandler A., 1999, *High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, northwestern India*, Science, 284, s. 125–128.
- Erdtman G., 1943, *An introduction to pollen analysis*, Chronica Botanica Company, USA.
- Evans P., 1964, *The tectonic framework of Assam*, Journal Geological Society of India, 5, s. 80–96.
- Faegri K., Iversen J., 1975, *Textbook of pollen analysis*, Munksgaard, Copenhagen.
- Firbas F., 1937, *Der polleranalytische nachweis des Getreidebaus*, Zeitschrift für Botanik, 31, s. 447–448.

- Fleitmann D., Burns S.J., Mangini A., Mudelsee M., Kramers J., Villa I., Neff U., Al-Subbary A.A., Buettner A., Hippler D., Matter A., 2007, *Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra)*, *Quaternary Science Reviews*, 26, s. 170–188.
- Fleitmann D., Burns S.J., Mudelsee M., Neff U., Kramers J., Mangini A., Matter A., 2003, *Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman*, *Science*, 300, s. 1737–1739.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1.
- Froehlich W., 2004a, *Runoff generation in experimental catchment*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, *Prace Geograficzne* 191, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 73–75.
- 2004b, *Soil erosion in experimental catchment*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, *Prace Geograficzne* 191, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 81–89.
- 2004c, *Soil erosion, suspended sediment sources and deposition in the Maw-Ki-Syiem drainage basin, Cherrapunji, northeastern India*, [w:] V. Golosov, V. Belyaev, D.E. Walling (red.), *Sediment transfer through the fluvial system*, IAHS Publication, 288, s. 138–146.
- Froehlich W., Gil E., Kasza I., Starkel L., 1990, *Thresholds in the transformation of slopes and river channels in the Darjeeling Himalaya, India*, *Mountain Research and Development*, 10, s. 301–312.
- Froehlich W., Starkel L., 1993, *The effects of deforestation on slope and channel evolution in the tectonically active Darjeeling Himalaya*, *Earth Surface Processes Landforms*, 18, s. 285–290.
- Froehlich W., Walling D.E., 2007, *The use of environmental radionuclides in investigations of sediment sources and overbank sedimentation rates in the Himalaya Foreland, India*, [w:] P. Hubert, D. Schertzer, K. Takeuchi, S. Koide (red.), *Predictions in ungauged basins: PUB Kick-off proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia, 20–22 November 2002*. IAHS Publication 309, s. 137–145.
- FSI, 2011, *The state of forest report*, Forest Survey of India, Dehra Dun.
- Gadgil M., Joshi N.V., Shambu Prasad U.V., Manoharan S., Patil S., 1997, *Peopling of India*, [w:] Balasubramanian D., Appaji Rao N. (red.), *The Indian human heritage*, Universities Press, Hyderabad, India, s. 100–129.
- Gadgil S., 2003, *The Indian Monsoon and its variability*, *Annual Review Earth Planetary Science*, 31, s. 429–467.
- Gasse F., Arnold M., Fontes J.C., Fort M., Gilbert E., Huc A., Bingyan Li, Yuanfang Li, Liu Quing, Melleres S., Van Campo E., Wang Fubao, Zhang Quingsong, 1991, *A 13,000-year climate record from western Tibet*, *Nature* 353, s. 742–745.
- Geist H.J., Lambin E.F. 2002, *Proximate causes and underlying driving forces of tropical deforestation*, *BioScience*, 52, s. 143–150.
- Geist H.J., Lambin E.F. (red.), 2006, *Land use and land cover change: Local processes, global impacts*, The IGBP Book Series, Springer-Verlag, Berlin.
- Ghosh R. Bera S., D’Rozario A., Banerjee M., Chakraborty S., 2006, *Plant remains from an archeological site as indicators of vegetation and agricultural practices in between (3320±400) and (2080±80) yr BP in Gangetic West Bengal, India*, *Journal of Integrative Plant Biology*, 48, 6, s. 628–641.

- Ghosh S., Carranza E.J.M., 2010, *Spatial analysis of mutual fault/fracture and slope controls on rock sliding in Darjeeling Himalaya, India*, *Geomorphology*, 122, s. 1–24.
- Ghosh S., Fallick A.E., Paul D.K., Potts P.J., 2005, *Geochemistry and origin of Neoproterozoic granitoids of Meghalaya, Northeast India: Implications for linkage with amalgamation of Gondwana supercontinent*, *Gondwana Research*, 8, s. 421–432.
- Goodbread S.L., Kuehl S.A., 2000, *Enormous Ganges-Brahmaputra sediment load during strengthened early Holocene monsoon*, *Geology*, 28, 1083–1086.
- Government of Bengal, 1872, *Census of India 1872*, Government of Bengal, Calcutta.
- Government of Bengal, 1915, *Census of India 1911*, Government of Bengal, Calcutta.
- Government of Bengal, 1931, *Census of Bengal and Sikkim*, t. 5, 6, Government of Bengal, Calcutta.
- Government of India, 2011, *Census of India 2011*, Government of India, New Delhi.
- Grigg D.B., 1974, *The agricultural systems of the world: An evolutionary approach*, Cambridge Geographical Studies, Cambridge University Press, New York.
- Goudie A., 2006, *The human impact on the natural environment. Past, present and future*. Blackwell Publishing, UK.
- GSI, 1974, *Geology and mineral resources of the states of India, part IV, Meghalaya*, Geological Survey of India, Miscellaneous Publication, 30, s. 69–90.
- Guhathakurta P., Rajeevan M., 2008, *Trends in rainfall pattern over India*, *International Journal of Climatology*, 28, s. 1453–1469.
- Guinet Ph., 1966, *What may afford palynology to archaeology and ancient history in India*, J.M.S. University Baroda, t.15, s. 15–19.
- Gupta A.K., Anderson D.M., Overpeck J.T., 2003, *Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean*, *Nature*, 421, s. 354–357.
- Guan P., Ng C.W.W., Sun M., Tang W., 2001, *Weathering indices for rhyolitic tuff and granite in Hong Kong*, *Engineering Geology*, 59, s. 147–159.
- Hazarika M., 2006, *Neolithic culture of Northeast India: A recent perspective on the origins of pottery and agriculture*, *Ancient Asia*, 1, s. 25–43.
- Hazra S., Saha P., Ray J., Podder A., 2010, *Simple statistical and mineralogical studies as petrogenetic indicator for Neoproterozoic Myllym porphyritic granites of East Khasi Hills, Meghalaya, Northeastern India*, *Journal Geological Society of India*, 75, s. 760–768.
- Haug G.H., Hughen K.A., Sigman D.M., Peterson, L.C., Rohl U., 2001, *Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene*, *Science*, 293, s. 1304–1308.
- Hofer T., Messerli B., 2006, *Floods in Bangladesh: History, Dynamics and Rethinking the Role of the Himalayas*, United Nations University Press, Tokyo.
- Hooke J., 2003, *Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology*, *Geomorphology*, 56, s. 79–94.
- Hong, T., Hong B., Lin Q.H., Zhu Y.X., Shibata Y., Hirota M., Uchida M., Leng X.T., Jiang H.B., Xu H., Wang H., Yi L., 2003, *Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene*, *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 3–4, s. 369–378.
- Hooker J.D., 1854, *The Himalayan journals*, John Murray, London.
- Hunter, W.W., 1876, *A statistical account of Bengal*, t. 10, Trubner&Co., London.
- 1879, *A statistical account of Assam*, t. 2, Trubner&Co., London,

- IAR, 1966–1967, *Indian archaeology: A Review 1967–68*, Annual Bulletin of Archaeological Survey of India, New Delhi.
- IAR, 1967–1968, *Indian archaeology: A review 1967–68*, Annual Bulletin of Archaeological Survey of India, New Delhi.
- IAR, 1979–1980, *Indian archaeology: A review 1979–80*, Annual Bulletin of Archaeological Survey of India, New Delhi.
- International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, 1997, *ILWIS – The integrated land water information system. User's Guide*, Enschede, The Netherlands.
- IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007, *Climate Change 2007 – The physical science basis*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Jain S.K., Kumar V., Saharia M., 2012, *Analysis of rainfall and temperature trends in northeast India*, International Journal of Climatology, DOI: 10.1002/joc.3483.
- Jarrige J.-F., Jarrige C., Quivron G., 2005, *Mehrgarh Neolithic: the updated sequence*, [w:] C. Jarrige, Lefèvre V. (red.), *South Asian archaeology 2001*, 1, s. 129–141, ERC, Paris.
- Khiewtam R.S., 1986, *Ecosystem function of protected forests of Cherrapunji and adjoining areas*, Praca doktorska, North-Eastern Hill University, Shillong.
- Khiewtam R.S., Ramakrishnan P.S., 1993, *Litter and fine root dynamics of a relict sacred grove forest at Cherrapunji in north-eastern India*, Forest Ecology and Management 60, s. 327–344.
- Krishna Kumar K., Rajagopalan B., Cane M.A., 1999, *On the weakening relationship between the indian monsoon and ENSO*, Science, 284, s. 2156–2159.
- Kudrass H.R., Hofmann A., Doose H., Emeis K., Erlenkeuser H., 2001, *Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y.*, Geology, 29, s. 63–66.
- Kumar S., Pieru T., 2010, *Petrography and major elements geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya: Evidence of magma mixing and alkali diffusion*, Journal Geological Society of India, 76, s. 345–360.
- Kumar Y., Syiemlieh H.J., Singh S., 2008, *Vegetation cover and plant species of degraded landscape in the extremely wet Cherrapunji area, North-Eastern India*, Transactions of the Institute of Indian Geographers, 30, 2, s. 111–124.
- Lal R., 2001, *Soil degradation by erosion*, Land Degradation & Development, 12, s. 519–539.
- 2004, *Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security*, Science, 304, s. 1623–1627.
- Lambin E.F., Meyfroidt P., 2010, *Land use transitions: Socio-ecological feedback versus socio-economic change*, Land Use Policy, 27, 108–118.
- Langstieh B.T., 2004, *Genetic diversity and relationships among the tribes of Meghalaya compared to other Indian and continental populations*, Human Biology, 76, 4, s. 569–590.
- Li C., Frolking S., Crocker G.I., Grace P.R., Klir J., Korchens M., Poulton P.R., 1997, *Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using DNCD model*, Geoderma, 81, s. 45–60.
- Li X., Dodson J., Zhou J., Zhou X., 2009, *Increases of population and expansion of rice agriculture in Asia, and anthropogenic methane emissions since 5000 BP*, Quaternary International, 202, s. 41–50.

- Liebault F., Piegay H., 2002, *Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, s. 425–444.
- Lindsay R., Lord, 1840, *Lives of the Lindsays, or a memoir of the houses of Crawford and Balcarres to which are added, extracts from the official correspondence of Alex., Sixth Earl of Balcarres, during the Maroon War; Together with personal narratives by his brothers, the Hon. Robert, Colin, James, John, and Hugh Lindsay*, 4 vol., Privately printed, Wigan.
- Liu F., Feng Z., 2012, *A dramatic climatic transition at 4000 cal. yr BP and its cultural responses in Chinese cultural domains*, *The Holocene*, 22. DOI: 10.1177/0959683612441839.
- Long S., McQuarrie N., Tobgay T., Grujic D., Hollister L., 2011, *Geologic map of Bhutan*, *Journal of Maps*, s. 184–192.
- Ludden D., 2003, *The first boundary of Bangladesh on Sylhet's northern frontiers*, *Journal of the Asiatic Society of Bangladesh*, 48, 1, s. 1–54.
- Madella M., Fuller D.Q., 2006, *Palaeoecology and the Harappan civilisation of South Asia: a reconsideration*, *Quaternary Science Reviews*, 25, s. 1283–1301.
- Mannion A.M., 2001, *Zmiany środowiska Ziemi. Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego*, PWN, Warszawa.
- Mazumdar S.K., 1986, *The Precambrian framework of part of the Khasi Hills, Meghalaya*, *Records of the Geological Survey of India*, 117, 2, s. 1–59.
- Millar R.G., 2000, *Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns*, *Water Resources Research*, 36, s. 1109–1118.
- Migoń P., Prokop P., 2007, *Granite landforms of the Myllem batholith, Meghalaya plateau, north-east India*, [w:] Regional Conference Kota Kinabalu, Sabah Malaysia, 25–29 June 2007, Kota Kinabalu, International Association of Geomorphologists, National University of Singapore, University Malaysia, 54
- Mishra B.K., Ramakrishnan P.S., 1983a, *Slash and burn agriculture at higher elevations in north-eastern India. I. Sediment, water and nutrient losses*, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 9, s. 69–82.
- 1983b, *Slash and burn agriculture at higher elevations in north-eastern India. II. Soil fertility changes*, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 9, s. 83–96.
- Misra V.N., 2001, *Prehistoric human colonization of India*, *Journal of Biosciences*, 26, 4, s. 491–531.
- Misra V.D., 2002, *A review of the copper hoards and the OCP culture* [w:] Settar S., Korisetar R., (red.), *Indian Archaeology in Retrospect*, t. 1 : Prehistory, s. 277–86, New Delhi: Manohar.
- Mooley D.A., Parthasarathy B., 1984, *Fluctuations of all-India summer monsoon rainfall during the 1871–1978*, *Climatic Change*, 6, s. 287–301.
- Mukhopadhyay D., Majumdar K., Pati R., Mandal M.K., 2008, *Response of rainfed rice to soil test-based nutrient application in Terai alluvial soils*, *Better Crops – India*, 2, s. 20–22.
- Murata F., Hayashi T., Matsumoto J., Asada H., 2007, *Rainfall on the Meghalaya plateau in northeastern India – one of the rainiest places in the world*, *Natural Hazards*, 42, 2, s. 391–399.
- Murray J.A., Bochin N.A., 1973, *Instructions for compilation of the chapter on catastrophic floods for the UNESCO publication “Annual summary of information on natural disasters”*: Forms with explanatory notes, UNESCO, Paris.

- NBSS&LUP, 1991, *West Bengal soils, map scale 1:500 000*, Government of India, Nagpur, Calcutta.
- Nag S., Pal T., 1993, *Specialised thematic mapping for structural study of the Tertiary belt of Meghalaya along road sections*, Geological Survey of India, 128, 4, s. 13–15.
- Nair K.M., Kumar K.S., Mukherjee S., Utpal Baruah, 2005, *Land use planning of Cherrapunji, Meghalaya (Soil resource assessment)*, National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning, Nagpur, Department of Soil Conservation, Government of Meghalaya, Shillong.
- Nakata, T., 1972, *Geomorphic history and crustal movements of the foot-hills of the Himalayas*, The Scientific Reports of the Tohoku University 7th Series Geography 22, s. 39–177.
- Natesan S., Ranganathan V., 1990, *Contents of various elements in different parts of the tea plant and in infusions of black tea from southern India*, Journal of the Science of Food and Agriculture, 51, s. 125–139.
- Nayar T.S., 1990, *Pollen flora of Maharashtra State, India*, Today and Tomorrow's Printers & Publishers, New Delhi.
- O'Donel J.H., Esq., Assistants Surveyors, 1864–1868. *District Julpigoree and the native state of Cooch Behar map, scale 1 inch = 4 mile*, Surveyor General's Office, Calcutta.
- Office of the Census Commissioner Royal Government of Bhutan, 2006, *Results of population and housing census of Bhutan 2005*, Kuensel Corporation Ltd., Thimphu, Bhutan.
- Oldham T., 1854, *On the geological structure of part of the Khasi Hills*, Bengal Memoirs of the Geological Survey of India I, pt. 2.
- Orzechowski Sz., 2007, *Zaplecze osadnicze i podstawy surowcowe starożytnego hutnictwa świętokrzyskiego*, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce
- Pant G.B., Rupa Kumar K., 1997, *Climates of South Asia*, John Wiley and Sons, England.
- Pemberton R.B., 1835, *Report on the Eastern Frontier of British India*, Calcutta.
- Petit C.C., Lambin E.F., 2002, *Impact of data integration technique on historical land use/land cover change: Comparing historical maps with remote sensing data in the Belgian Ardennes*, Landscape Ecology, 17, s. 117–132.
- Petraglia M.D., Allchin B., 2007, *The evolution and history of human populations in South Asia*, Springer, The Netherlands
- Phadtare N.R., 2000, *Sharp decrease in summer monsoon strength 4000–3500 cal yr B.P. in the Central Higher Himalaya of India based on pollen evidence from alpine peat*, Quaternary Research, 53, s. 122–129.
- Pigott V.C. (ed.), 1999, *The archeometallurgy of the Asian Old World*, University of Pennsylvania Museum, Philadelphia.
- Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, 2009, *Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008*, Roczniki Gleboznawcze, 60, s. 5–16.
- Pongratz J., Reick C., Raddatz T., Claussen M., 2008, *A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium*, Global Biogeochemical Cycles, 22, GB3018.
- Prasad S., Enzel Y., 2006, *Holocene paleoclimates of India*, Quaternary Research, 66, s. 442–453.
- Prell W.L., Kutzbach J.E., 1992, *Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution*, Nature, 360, s. 647–652.

- Price K., Leigh D.S., 2006, *Morphological and sedimentological responses of streams to human impact in the southern Blue Ridge Mountains, USA*, *Geomorphology*, 78, s. 142–160.
- Prokop P., 2007, *Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie*, *Prace Geograficzne*, 210, IGiPZ PAN, Warszawa.
- 2010a, *Erozja gleb pod różnymi systemami upraw w klimacie monsunowym Wyżyny Meghalaya (Indie) i zapis ich skutków w pokrywach stokowych*, *Prace i Studia Geograficzne*, Uniwersytet Warszawski, 45, s. 49–66.
- 2010b, *Soil resources and soil degradation*, [w:] S. Singh, L. Starkel, H.J. Syiemlieh (red.), *Land degradation and ecorestoration in the extremely wet monsoon environment of Cherrapunji area, India*, New Delhi, Bookwell, s. 61–68.
- Prokop P., Bhattacharyya A., 2011a, *Environmental response to human impact on the Meghalaya Plateau (NE India) during the last 2500 yrs BP*, [w:] International Association of Geomorphologists, IAG/AIG Regional Conference “Geomorphology for human adaptation to changing tropical environments”, Addis Ababa, Ethiopia 18–22.02.2011, s. 126.
- 2011b, *Reconnaissance of Quaternary sediments from Khasi Hills, Meghalaya*, *Journal Geological Society of India*, 78, s. 258–262.
- Prokop P., Poręba G., 2012, *Soil erosion associated with an upland farming system under population pressure in Northeast India*, *Land Degradation and Development*, 23, s. 310–321.
- Prokop P., Sarkar S., 2012, *Natural and human impact on land use change of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan piedmont, India*, *Quaestiones Geographicae*, 31, 3, s. 63–75.
- Prokop P., Suliga I., 2013, *Two thousand years of iron smelting in the Khasi Hills, Meghalaya, North East India*, *Current Science*, 104, 6, s. 761–768, (w druku).
- Prokop P., Walanus A., 2003, *Trend and periodicity in the longest instrumental rainfall series for the area of most extreme rainfall in the world, northeast India*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 25–35.
- Ram S.C., 1986, *Ecosystem structure and function of seral communities of degraded environment at Cherrapunji and adjoining areas*, *Praca doktorska*, North-Eastern Hill University, Shillong.
- Ram S.C., Ramakrishnan P.S., 1988, *Litter production and decomposition patterns in seral grasslands at Cherrapunji in north-eastern India*, *Pedobiologia*, 32, s. 65–76.
- Ramakrishnan P.S., 1992, *Shifting agriculture and sustainable development: An interdisciplinary study from North-Eastern India*, UNESCO-MAB Series, Parthenon Publications, Paris.
- Ramakrishnan P.S., Kushwaha S.P.S., 2001, *Secondary forests of the Himalaya with emphasis on the north-eastern hill region of India*, *Journal of Tropical Forest Science*, 13, 4, s. 727–747.
- Ramesh R., Tiwari M., Chakraborty S., Managave S.R., Yadava M.G., Sinha D.K., 2010, *Retrieval of south Asian monsoon variation during the Holocene from natural climate archives*, *Current Science*, 99, s. 1770–1786.
- Ray J., Saha A., Ganguly S., Balaran V., Krishna A.K., Hazra S., 2011, *Geochemistry and petrogenesis of Neoproterozoic Myllem granitoids, Meghalaya Plateau, northeastern India*, *Journal Earth System Sciences*, 120, 3, s. 459–473.

- Reddy B.M., Langstieh B.T., Kumar V., Nagaraja T., Reddy A.N.S., Meka A., Reddy A.G., Thangaraj K., Singhet L., 2007, *Austro-Asiatic tribes of Northeast India provide hitherto missing genetic link between South and Southeast Asia*, PLoS ONE 2, 11, e1141.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E., 2009, *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP*, *Radiocarbon*, 51, s. 1111–50.
- Rudel T., Coomes O., Moran E., Achard F., Angelsen A., Xu J., Lambin E., 2005, *Forest transitions: towards a global understanding of land use change*, *Global Environmental Change*, 15, s. 23–31.
- Ruhlen M., 1991, *A guide to the world's languages*, t. 1, Stanford University Press, Stanford, California.
- Sagart L., Blech R., Sanchez-Mazas A., 2007, *The peopling of East Asia*, RoutledgeCurzon, New York.
- Saha A.K., Sah, N., Pal S.K., 2000, *Distribution of organic carbon and nitrogen in some Tarai soils of West Bengal*, *Agropedology*, 10, s. 132–138.
- Sahi M.D., 2004–5, *Early interactions between cultures of the mid-Ganga Valley and western India*, *Pragdhara*, 15, s. 91–108.
- Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N., Yamagata T., 1999, *A dipole mode in the tropical Indian Ocean*, *Nature*, 401, s. 360–363.
- Sarkar S., 2008, *Flood hazard in the Sub-Himalayan North Bengal, India*, [w:] S. Singh, L. Starkel, H.J. Syiemlieh (red.), *Environmental changes and geomorphic hazard*, Bookwell, New Delhi, Shillong, 247–262.
- Seidel D.J., Fu Q., Randel W.J., Reichler T.J., 2008, *Widening of the tropical belt in a changing climate*, *Nature Geoscience*, 1, s. 21–24.
- Sharma H.C., 2003, *The prehistoric archaeology of the North-East*, [w:] T.B. Subba, G.C. Ghosh (red.), *The anthropology of North-East India*, Orient Longman Private Limited, New Delhi, s. 11–30.
- Sharma C., Chauhan M.S., 2001, *Late Holocene vegetation and climate of Kupup (Sikkim), Eastern Himalaya, India*, *Journal of the Palaeontological Society of India*, 46, s. 51–58.
- 1999, *Palaeoclimatic inferences from Quaternary palynostratigraphy of the Himalayas*, [w:] Dash S.K., Bahadur J., (red.) *The Himalayan environment*, New Age International, New Delhi, s. 193–207.
- Sharma S., Joachimski M., Sharma M., Tobschall H.J., Singh I.B., Sharma C., Chauhan M.S., Morgenroth G., 2004, *Lateglacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, Northern India*, *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 145–159.
- Singh G., Babu R., Chandra S., 1981, *Soil loss predictions in India*, CS&WCRTI, Bulletin No 12/D9, Dehra Dun, India.
- Singh R.S., 2005, *Soil series of Meghalaya*, Technical Bulletin, 121, NBSS&LUP, Nagpur.
- Singh S., Hayashi T., Syiemlieh H.J., Cajee L., Terao T., 2011, *Weather variability and rainfall pattern of Sidr, the post-monsoon cyclonic storm of 15 November 2007 in the Meghalaya Plateau, India*, *Current Science*, 100, 10, s. 1522–1531.

- Sinha A., Berkelhammer M. Stott L., Mudelsee M. Cheng H., Biswas J., 2011, *The leading mode of Indian Summer Monsoon precipitation variability during the last millennium*, *Geophysical Research Letters*, 38, L15703.
- Sinha A., Cannariato K.G., Stott L., Cheng H., Edwards R.L., Yadava M.D., Ramesh R., Singh I.B., 2007, *A 900-year (600 to 1500 A.D.) record of the Indian Summer Monsoon precipitation from the core monsoon zone of India*, *Geophysical Research Letters*, 34, L16707.
- Soja R., Starkel L., 2007, *Extreme rainfalls in Eastern Himalaya and southern slope of Meghalaya Plateau and their geomorphologic impacts*, *Geomorphology*, 84, s. 170–180.
- Soja R., Starkel L., Syiemlieh H.J., 2004, *Some aspects of rainfall-runoff relationship*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 191, s. 77–79.
- Soil Survey Staff*, 2010, *Keys to soil taxonomy, eleventh edition*, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C., USA.
- Sontakee N.A., Singh N., 1996, *Longest instrumental regional and all-India summer monsoon rainfall series using optimum observations: reconstruction and update*, *The Holocene*, 6, 3, s. 315–331.
- Starkel L., 1972a, *The modelling of monsoon areas of India as related to catastrophic rainfalls*, *Geographia Polonica*, 23, s. 151–173.
- 1972b, *The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, *Geographia Polonica*, 21, s. 103–147.
- 1989, *Valley floor evolution in the marginal areas of the Himalaya mountains and the Khasi-Jaintia Plateau*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande*, 76, s. 1–8.
- 1996, *Present-day formation of the Southern Part of Meghalaya Plateau*, *Hill Geographer*, 12, 1–2, s. 13–19.
- Starkel L., Basu S. (red.), 2000, *Rains, landslides and floods in the Darjeeling Himalaya*, INSA, New Delhi.
- Starkel L., Sarkar S., 2002, *Different frequency of threshold rainfalls transforming the margin of Sikkimese and Bhutanese Himalaya*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, s. 51–67.
- Starkel L., Sarkar S., Soja R., Prokop P., 2008, *Present-day evolution of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan piedmont*, *Prace Geograficzne*, 219, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Starkel L., Singh S. (red.), 2004, *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, *Prace Geograficzne*, 191, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Staubwasser M., Sirocko F., Grootes P.M., Segl M., 2003, *Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus Valley civilization and Holocene Asian monsoon variability*, *Geophysical Research Letters*, 30, 8, 7, s. 1–4.
- Taylor's Maps of the following tea districts, Darjeeling, Terai, Jalpaiguri and Dooars, Darrang, Golaghat, Jorhat Nowgong, Sibsagar, Lakhimpur, Dibrugarh, Cachar, Sylhet, with complete index to all tea garden*, 1910, Thacker, Spink & Co., Calcutta,
- Tea Board of India, 2010. *List of new registration of tea estate during 1900–2010*, Licensing Department, Kolkata.

- Tewari R., 2003, *The origins of iron-working in India: new evidence from the Central Ganga Plain and the Eastern Vindhyas*, *Antiquity*, 77, 297, s. 536–545.
- Thomas M.F., 2001, *Landscape sensitivity in time and space — an introduction*, *Catena*, 42, s. 83–98.
- Tiwari B. K., 2003, *Innovations in shifting cultivation and land use and cover change in higher elevations of Meghalaya, India*, [w:] P.S. Ramakrishnan, K.G. Saxena, S. Patnaik, S. Singh (red.), *Methodological issues in mountain research. A socio-ecological system approach observations*, s. 163–175, UNESCO, MAB, ICIMOD, NEHU, New Delhi, Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. Ltd.
- Tiwari B.K., Barik S.K., Tripathi R.S., 1998, *Biodiversity value, status, and strategies for conservation of sacred groves of Meghalaya, India*, *Ecosystem Health*, 4, 1, s. 20–32.
- The Indian Tea Association, 1930, *Maps of tea districts with complete index to tea gardens*, The Indian Tea Association, Calcutta.
- Wagner D.B., 1999, *The earliest use of iron in China*, [w:] S.M.M. Young, M. Pollard, P. Budd, R.A. Ixer (red.), *Metals in antiquity*, BAR International Series, 792, Archaeopress, Oxford, s. 1–9.
- Walters H., 1832, *Journey across the Pandua Hills, near Silhet, in Bengal*, *Asiatic Researches*, 17, s. 499–512.
- Wang Y., Cheng H., Edwards R.L., He Y., Kong X., An Z., Wu J., Kelly M.J., Dykoski C.A., Li X., 2005, *The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate*, *Science*, 308, s. 854–857.
- Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Fluckiger J., Goussé H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008, *Mid- to Late Holocene climate change: an overview*, *Quaternary Science Reviews*, 27, s. 1791–1828.
- Watter T., 1904, *On Yuan Chwang's Travels in India, 629–645 A.D.*, Royal Asiatic Society, London.
- Webster P. J., Magana V.O., Palmer T.N., Shukla J., Tomas R.A., Yanai M., Yasunari T., 1998, *Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction*, *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14, s. 451–14,510.
- Whitmore T.C., 1975, *Tropical rain forests of the Far East*, Clarendon Press, Oxford.
- Wohl E., 2006, *Human impacts to mountain streams*, *Geomorphology*, 79, s. 217–248.
- Vanacker V., Govers G., Barros S., Poesen J., Deckers J., 2003, *The effect of short-term socio-economic and demographic changes on landuse dynamics and its corresponding geomorphic response with relation to water erosion in a tropical mountainous catchment, Ecuador*, *Landscape Ecology*, 18, s. 1–15.
- Vanacker V., Molina A., Govers G., Van Esch L., Poesen J., Dercon G., Deckers J., 2005, *River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems*, *Geomorphology*, 72, s. 340–353.
- Vishnu-Mittre, 1973, *Cereals vs. non-cereal grass pollen in India and the inference of past agricultural in India*, [w:] *Pollen and spore morphology of recent plants*. Proceedings III International Palynological Conference Novosibirisk, USSR, 1971, s. 24–32.
- Yadav R.R., Park Won-Kyu, Bhattacharyya A., 1999, *Spring variations in Western Himalaya, India, as reconstructed from tree rings: 1390–1987*, *The Holocene*, 9, s. 85–90.

- Yadava P.S., 1990, *Savannas of North-East India*, Journal of Biogeography, 17, 4–5, s. 385–394.
- Yang B., Brauning A., Dong Z., Zhang Z., Keqing J., 2008, *Late Holocene monsoonal temperate glacier fluctuations on the Tibetan Plateau*, Global and Planetary Change, 60, s. 126–140.
- Yule H., 1842, *Notes on the iron of the Khasia Hills*, Journal of Asiatic Society of Bengal, 11, s. 853–857.

HUMAN IMPACT ON ENVIRONMENT IN THE MONSOONAL CLIMATE OF NORTHEAST INDIA

Summary

Most of Northeast India consists of mountains and uplands. They are dissected by E-W oriented Brahmaputra valley (Fig. 1). The area is recognized as one of the most tectonically active mountain regions of the world, where high-intensity monsoon precipitation incurring some of the highest rates of water and sediment transfer to the foreland (Fig. 2–5). The region is inhabited by many ethnic groups, representing the remnants of Neolithic migration from Southeast Asia and southern China (Fig. 6–7). The human activity in so dynamic natural environment usually cause an acceleration of water and denudation processes which can lead to degradation of environmental resources.

Two areas – central part of the Meghalaya Plateau and piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya were chosen for detailed study of human impact on environment (Fig. 8–11). Extremely high rainfall, concentrated in summer and water deficiency in winter are common features of study areas. However both sites registered various time of human intervention in environment, and also different forms of human impact. The Meghalaya Plateau is an area where human activity, has caused deforestation which in the extreme monsoonal rainfall conditions, leading to soil degradation and expansion of grass communities at higher elevations already thousands years ago. The environment of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan piedmont undergone rapid transformation when the British East India Company took control of Bengal in the mid-19th century. Since then there has been large-scale deforestation, initiated through the foundation of tea plantations, settlement development and crop cultivation

The study attempts to determine the importance of human activity in transformation of the environment of the Meghalaya Plateau and the Sikkimese-Bhutanese Himalaya piedmont in the conditions of extremely high rainfall. The analyses starts from the first visible effects of human intervention in environment recorded in sediments and are continued up to present-day.

The natural and human impact is analyzed by lithological and palynological characteristics of sediments with time frame provided by radiocarbon dating and their correlation with geoarchaeological data. For recent 150 years land use and population changes are studied and quantifying, by comparing the soil properties under the monoculture cultivation of tea and rice against the natural forest soil.

The Meghalaya Plateau shows continuation of existing elements of degraded vegetation of the area comprising taxa of monsoonal as well as steppe environment at least since last 3000 yr BP (Fig. 12–22; Tab. 1–4; Phot. 1–6). The temporal dominance of these elements one over others in the landscape may be resulted variation of several factors but the role of human impact are found prominent. Before 2500 years much of the land was covered by trees and its decline may have been initiated primarily changed climatic regime, but subsequently, human induce land cover change became an increasingly significant. Radiocarbon dating of charcoals and the results of chemical, microstructure and phase composition of iron ore and slags, indicate that the smelting of iron in this part of Meghalaya was initiated at least 2000 years ago

and continued up to the middle of the 19th century. Large-scale metallurgic production was the response to the demand for iron from the adjacent lowlands, which did not have iron ore resources. The smelting of iron in the Khasi Hills, considerably exceeding the inhabitant needs, has the most significant impact on environment. The close relationship between the location of centres of the iron manufacturing in the middle of the 19th century, and deforested areas on the hilly plateau indicates that a major cause of deforestation was the production of the charcoal required for the smelting of iron (Fig. 23–24; Tab. 5; Phot. 7–9). During last millennium increased human impact by virtue of its multifarious activities mask the climate induced vegetation change to create typical present day scenario of degraded landscape. Deforestation and progressive erosion caused the soil degradation and gradual retreat of cultivation fields from high to lower rainfall areas. These lead to permanent change of the land use structure on the southern part of the Meghalaya Plateau (Fig. 25–28; Tab. 6–8).

Taking a long term view, erosion should not exceed the rate of weathering, which converts bedrock into a fine-textured regolith. Projected increase of rainfall and its concentration in summer season can intensify soil erosion. The consequence of this would be enlarging area with degraded soils progressing from southern edge of the Meghalaya Plateau towards its central part. Low water holding capacity of degraded soils will cause the acceleration of runoff and deepening of water scarcity problem. Therefore, desertification can be one of the effects of climate change in the areas with very high and seasonally distributed rainfall.

The piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya is characterized by a shift from a natural to a human-dominated landscape over the last 150 years. The role of natural and human induced factors in transformation of land use and soil properties has varied over time and landform utilised. Natural forces related to the tectonically active Himalaya, with deep weathered mantle and high monsoon rainfall, are the most powerful factors of water and sediment flux into the piedmont zone. The forest vegetation, fluvial activity adjusted to the natural rainfall-runoff regime and sparse population, all prevailed in the piedmont up to the late 19th century. The land reforms related to location of tea gardens caused rapid deforestation of higher elevated terraces with suitable soils for commercial tea production. The introduction of forestry finalized the formation of a new land use framework. Continuous population growth between 1930 and 2010 caused a shift in the major land use changes from the terrace to the floodplain (Fig. 29–32; Tab. 9–13; Phot. 10–13). While a gradual extension of tea plantation and forestry development help in stabilizing the land use within the terrace area, the parallel deforestation of mountain catchments and floodplains for intensive rice cultivation disturbed the dynamic equilibrium between forest vegetation and fluvial activity. Increased supplies of bedload to the headwater channels, combined with a decrease in the hydraulic roughness of river banks in the piedmont, caused accretion of river beds and channel widening which has propagated downstream over a period of decades (Fig. 33–34; Tab. 14). Extension of river channels excluded large areas of floodplains from cultivation and increased risk of soil degradation.

The replacement of natural forest by monoculture tea and rice cultivation increased compression strength as well as decreased the organic matter, carbon and nitrogen content (Tab. 15–16; Phot. 14). However statistically significant changes were observed only in the reduction of the organic matter, carbon and nitrogen in the cultivated topsoil in comparison to soil in a natural forest. Taking into account long-term tea cultivation, the soil still has the capability to support tea production. On the basis of experience from other tea-based agricultural systems one can assume that the plantation system has reached a state of equilibrium

with little or no net change in soil carbon and nitrogen. In contrast, the highly dynamic rice-based cropping system, combined with low level use of fertilizers and frequent floods leads to a fast decline in the quality of chemical properties in the soil. These can be partly compensated for by the deposition of new sediment eroded from the mountains.

The piedmont of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya piedmont is an example, where in a human-dominated landscape with high population density, natural forces still play an important role in land use changes. High rainfalls, floods or river bank erosion are not new extreme phenomena for this region. However with settlement development and changing land use patterns, the region vulnerability to such hazards has increased.

A characteristic final effect of the long-term human activity in both areas is the stability of land use structure (Fig. 26, 35). However in both cases, the reasons of achievement of such stability as well as their environmental effects are different (Fig. 36). On the Meghalaya Plateau, continuing from at least 2000 years, the uncontrolled iron smelting and to minor extent farming, changed the tropical forest into the formation of savanna and steppe landscape with degraded soils. Deforestation and soil degradation occurred under small population density. Concurrently, the same land management system under low population density, showed the diverse resistance of the natural environment on the human activity. In the area with very high rainfall and shallow regolith was formed the new, stable system with the large surface runoff, but low erosion on degraded soils. The population growth in the second half of the 20th century only preserved status of environment inherited from the past. It has character of irreversible changes probably in the timescale of dozens or even hundreds of years. In the area with lower rainfall and thick weathered cover the environment was more resistant on the human activity. Land degradation was slower and system is on the way to reach new equilibrium.

In the Sikkimese-Bhutanese piedmont the introduction of proper legislation already at the first stage of land use changes, let on to continue the proper farming and forestry over last 150 years. Forest, being government property, has stable area, and soils under the long-term monoculture tea cultivation still show high productivity. It was not changed by rapid population growth in the second half of the 20th century. In effect of high land use structure stability, the fluvial activity again became main factor of deforestation.

Translated by: Paweł Prokop

Adres autora:

Paweł Prokop

Zakład Badań Geośrodowiska

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania

im. Stanisława Leszczyckiego

Polska Akademia Nauk

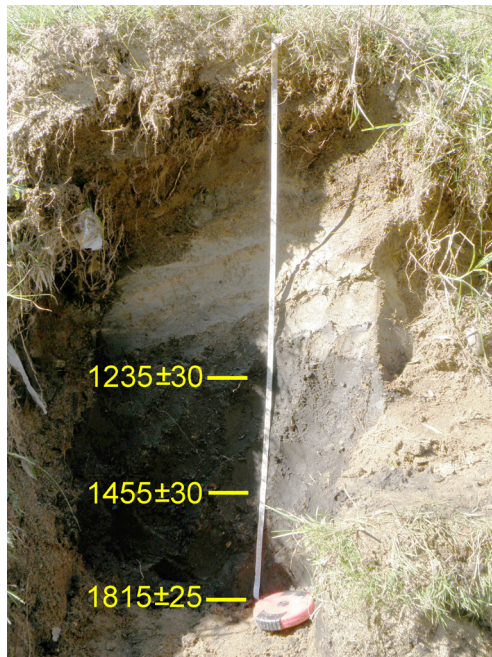
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

E-mail: pawel@zg.pan.krakow.pl



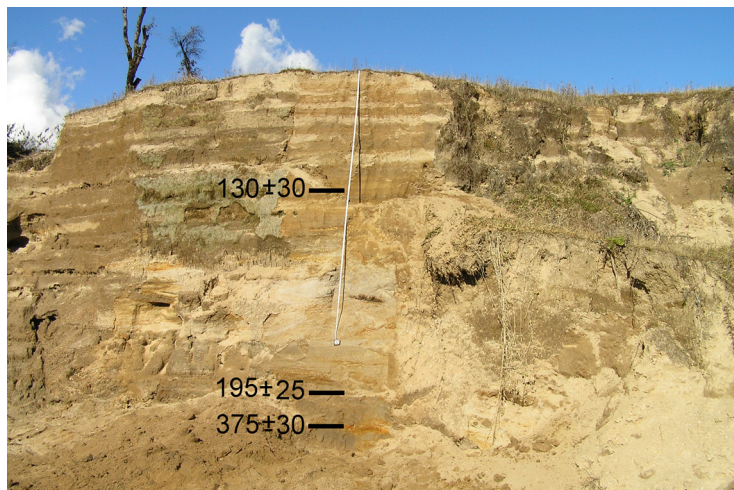
Fot. 1. Widok na dolinę Nongkrem z profilami Nongkrem 1 (N1) i Nongkrem 2 (N2)

View of the Nongkrem valley with location of Nongkrem 1 (N1) and Nongkrem 2 (N2) profiles



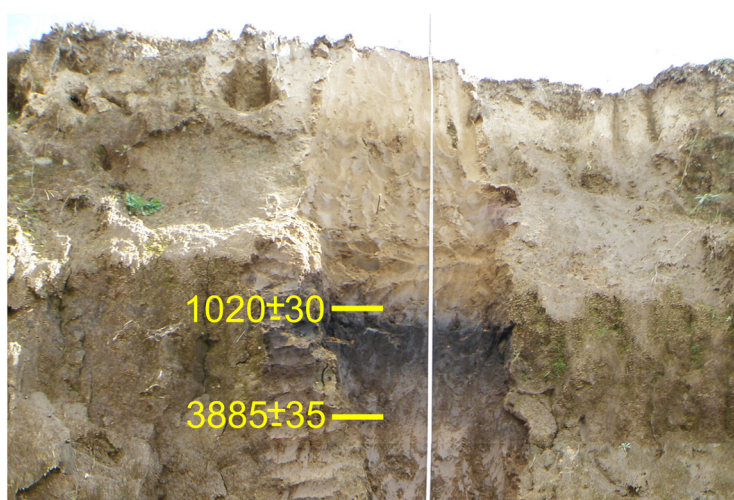
Fot. 2. Profil Nongkrem 1 (N1). Dolna część profilu znajduje się pod powierzchnią wody potoku Nongkrem. Zaznaczono wiek radiowęglowy osadu (lata BP).

The Nongkrem 1 (N1) profile. The lower part of profile is under water. Radiocarbon age of sediment is marked (years BP).



Fot. 3. Profil Nongkrem 2 (N2). Zaznaczono wiek radiowęglowy osadu (lata BP)

The Nongkrem 2 (N2) profile. Radiocarbon age of sediment is marked (years BP)



Fot. 4. Profil Nongkrem 4 (N4). Zaznaczono wiek radiowęglowy gleby kopalnej (lata BP)

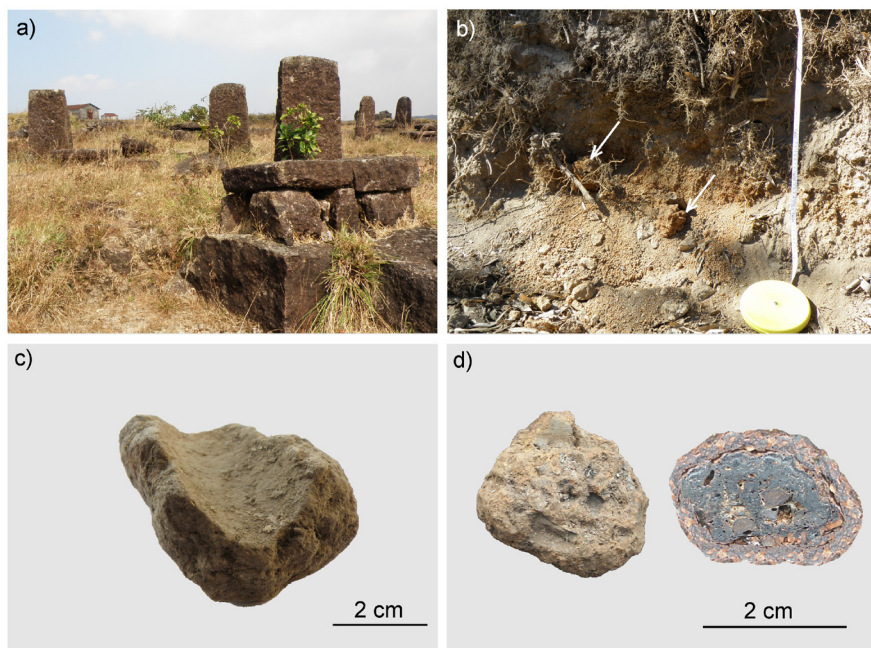
The Nongkrem 4 (N4) profile. Radiocarbon age of buried soil is marked



Fot. 5. Koryto Sonai u wylotu z Wyżyny Meghalaya. W tle część płaskowyżu na którym położone jest Cherrapunji
The Sonai channel at the outlet from the Meghalaya Plateau. At the background the part of plateau where Cherrapunji is located

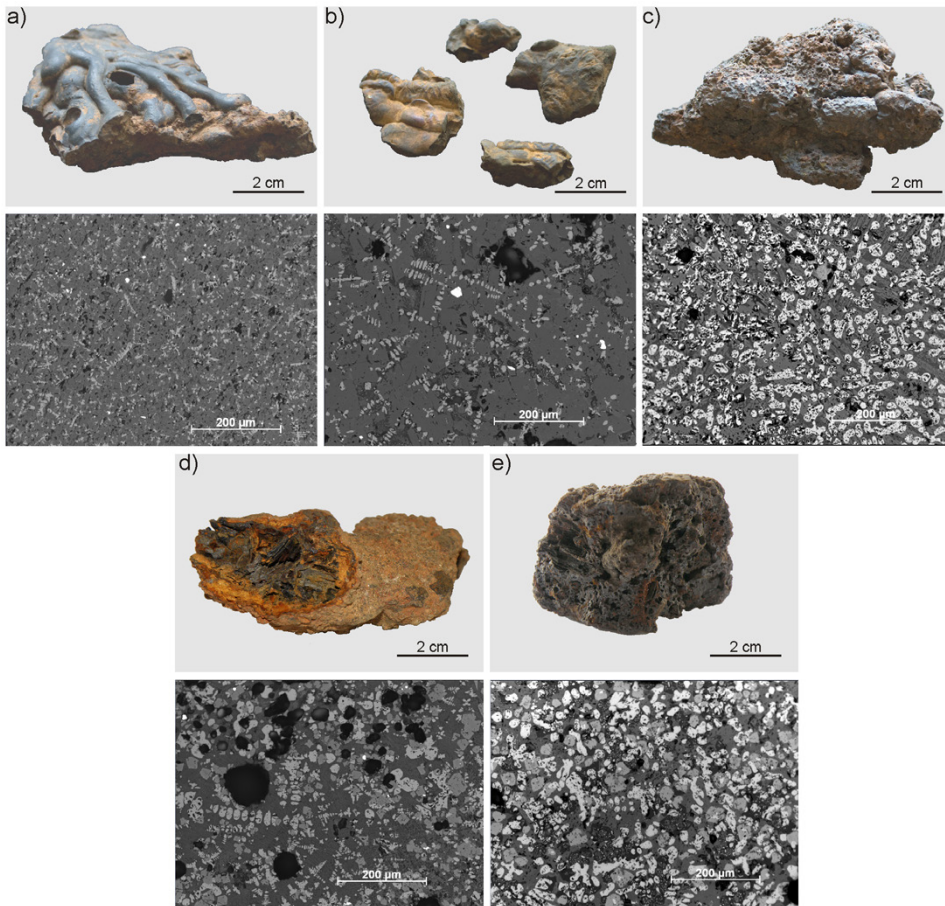


Fot. 6. Profil Telab. Zaznaczono wiek radiowęglowy osadu (lata BP)
The Telab profile. Radiocarbon age of sediment is marked (years BP)



Fot. 7. Artefakty związane z wytopem żelaza na Wyżynie Meghalaya: a) megality, b) żużle żelaziste (oznaczone strzałkami) w spągu profilu Nongkrem 6 (N6), c) dysza, d) grudka rudno-żelazista i jej przekrój

Artefacts of iron smelting in the Khasi Hills during the Iron Age: a) megaliths, b) iron slag (indicated by arrows) in the bottom of the Nongkrem 6 (N6) profile, c) tuyere, d) slag-iron ore lump and its section.

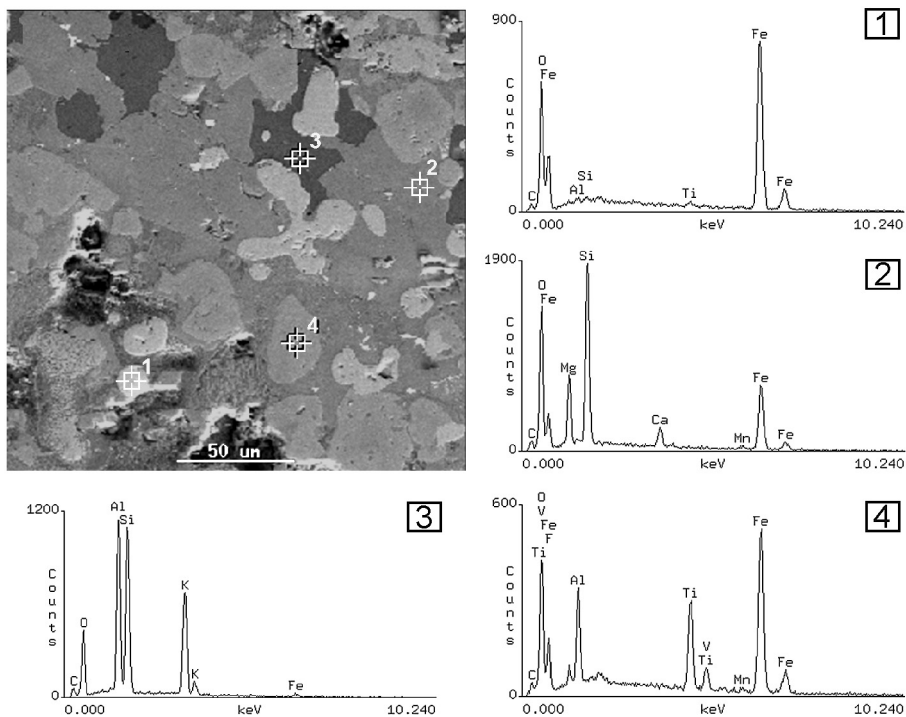


Fot. 8. Żużle żelaziste (górne fotografie) i ich mikrostruktura (dolne przekroje) z czterech miejsc: a) Shillong, b) Raitkteng, c) Cherrapunji, d) Nongkrem (próba N6/3 z najstarszym żużlem żelaza w NE Indiach datowanym na 2040 ± 80 BP), e) Nongkrem (próba N6/1 datowana na 245 ± 25 BP). (Fot. I. Suliga)

Mikrostruktury i ich kolory: pory – czarne, fayalit – jasnoszary, krzemionka – jaśniejsze miejsca w obrębie fayalitu, wistyt – jasne dendryty, mulit i hercynit – ciemnoszary, metaliczne żelazo – biały

Iron slag (upper photos) and its microstructure (lower sections) at four sampled sites: a) Shillong, b) Raitkteng, c) Cherrapunji, d) Nongkrem (N6/3 sample dated at 2040 ± 80 years BP), e) Nongkrem (N6/1 sample dated at 245 ± 25 years BP). (Photo by I. Suliga)

Microstructures and their colours: pores – black, fayalite – light grey, silica – glossy areas in fayalite, wüstite – bright dendrites, mullite and hercynite – dark grey, metallic iron – white



Fot. 9. Obraz z mikroskopu skaningowego próbki N6/1 i jej skład chemiczny (punkty 1–4). (Fot. I. Suliga)

Scanning electron microscope image of Nongkrem sample N6/1 and its EDS spectra (points 1–4). (Photo by I. Suliga)



Fot. 10. Drzewa sal (*Shorea robusta*) na tle naturalnego lasu na terasie piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów

Sal trees (*Shorea robusta*) at the background of the natural forest at terrace of the Sikkimese-Bhutanese piedmont



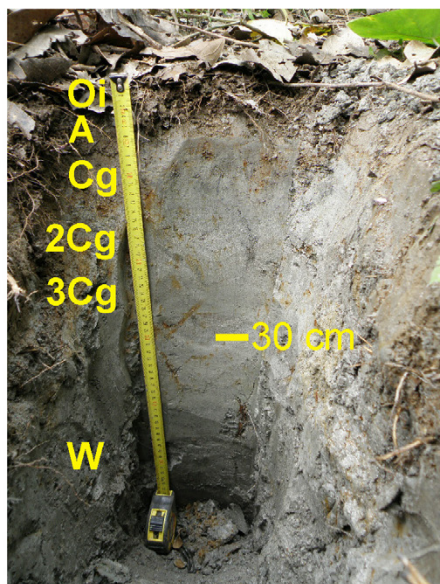
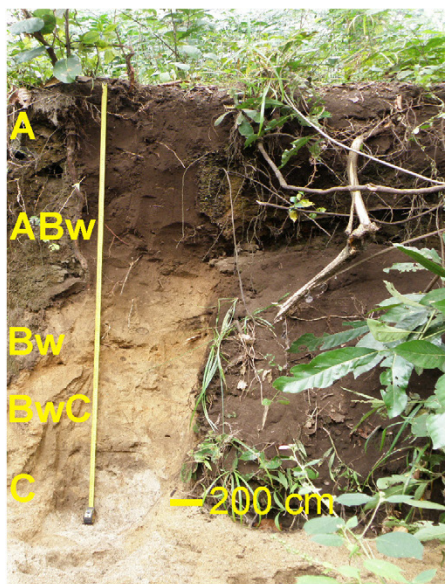
Fot. 11. Plantacja herbaty na terasie Rehti
Tea plantation at the Rehti river terrace



Fot. 12. Pola ryżowe na równinie zalewowej Gish
Rice fields at the Gish floodplain



Fot. 13. Suche koryto Rehti
Dry channel of the Rehti river



Fot. 14. Gleba w naturalnym lesie na terasie (lewy profil) i równinie zalewowej (prawy profil)
Soil under natural forest at the terrace (left profile) and floodplain (right profile)

Region Północno-Wschodnich Indii obejmuje obszar Wschodnich Himalajów wraz z równoleżnikowo przebiegającą u ich podnóży doliną Brahmaputry, ograniczoną od wschodu górami Indyjsko-Birmańskimi, a od południa Wyżyną Meghalaya. Duża aktywność tektoniczna w połączeniu z wysokimi opadami monsunowymi powodują, że region należy do najczęściej nawiedzanych przez trzęsienia ziemi, ruchy masowe i powodzie w Indiach. Celem opracowania jest określenie roli człowieka w przemianach środowiska przyrodniczego Indii Północno-Wschodnich, na przykładzie Wyżyny Meghalaya i piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów, w warunkach dużej częstotliwości wysokich opadów i powodzi. Analiza objmuje okres od początku wyraźnej ingerencji człowieka w środowisko, którą można stwierdzić w zapisie osadów, spektrach ziaren pyłku, znalezionych artefaktach i źródłach pisanych, aż po czasy współczesne.

Charakterystycznym końcowym efektem długotrwałej działalności człowieka na obu obszarach jest duża stabilność struktury użytkowania ziemi. Jednak zarówno przyczyny osiągnięcia takiego stanu jak jego skutki dla środowiska przyrodniczego są różne. Na Wyżynie Meghalaya, trwająca od co najmniej 2000 lat, niekontrolowana gospodarka rolna oraz wydobycie i przetwórstwo surowców mineralnych, zmieniły formację lasu tropikalnego w formację sawannowo-stepową. W strefie piedmontu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów wprowadzenie odpowiednich rozwiązań prawnych, już na początkowym etapie jego zagospodarowania, pozwoliło na prowadzenie stosunkowo racjonalnej gospodarki rolnej i leśnej, przez ostatnie 150 lat.

Wzrost zaludnienia i czas oddziaływania nie są pierwszoplanowymi czynnikami prowadzącym do przekształceń środowiska przyrodniczego przez człowieka w warunkach wysokich opadów. Najistotniejsze jest dostosowanie sposobu gospodarowania do lokalnych warunków środowiska przyrodniczego. W przypadku obszarów z wysokim opadem kluczowym elementem, zapobiegającym negatywnym skutkom gospodarki człowieka, jest utrzymanie pokrywy roślinnej, a w razie usunięcia, szybkie jej odnowienie.