

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN – POLONIA

VOL. XLVIII, 19

SECTIO B

1993

Zakład Geomorfologii i Hydrografii
Gór i Wyżyn PAN w Krakowie

Leszek STARKEL

Paleogeografia Polskich Karpat w późnym vistulianie i wczesnym holocenie

Paleogeography of the Polish Carpathians in the Late Vistulian and Early Holocene Periods

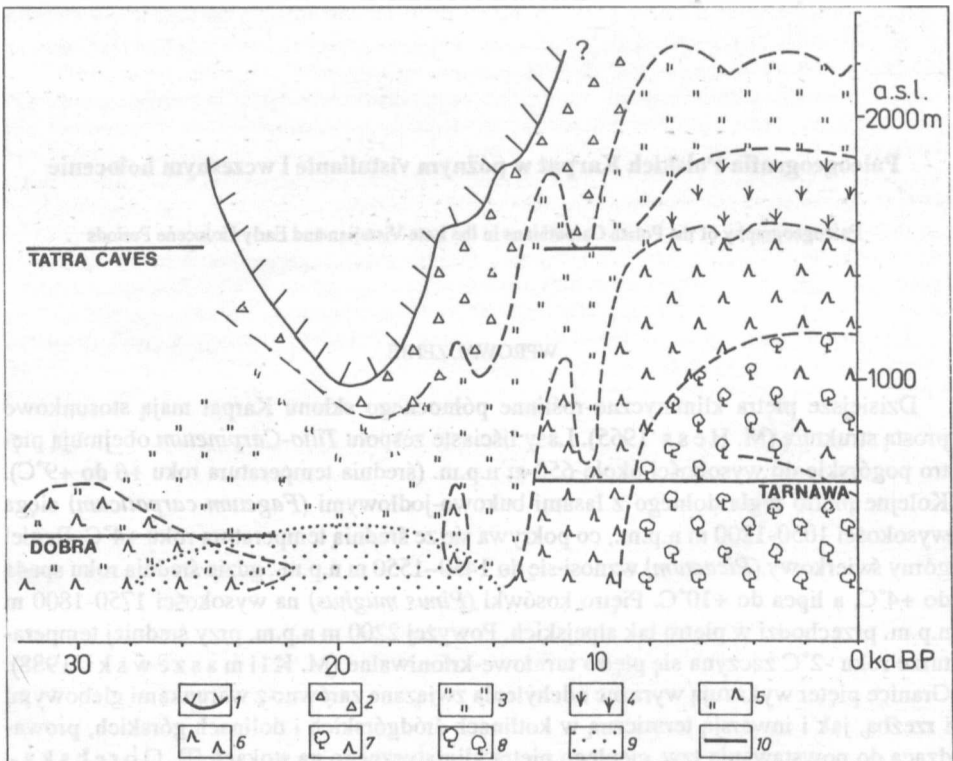
WPROWADZENIE

Dzisiejsze piętra klimatyczno-roślinne północnego skłonu Karpat mają stosunkowo prostą strukturę (M. H e s s 1965). Lasy liściaste zespołu *Tilio-Carpinetum* obejmują piętro pogórskie do wysokości około 650 m n.p.m. (średnia temperatura roku +6 do +9°C). Kolejne piętro regla dolnego z lasami bukowo-jodłowymi (*Fagetum carpaticum*) sięga wysokości 1050-1200 m n.p.m., co pokrywa się ze średnią temperaturą roku +4°C. Regiel górny świerkowy (*Piceetum*) wznosi się do 1450-1550 m n.p.m., gdzie średnia roku spada do +4°C, a lipca do +10°C. Piętro kosówki (*Pinus mughus*) na wysokości 1750-1800 m n.p.m. przechodzi w piętro łąk alpejskich. Powyżej 2200 m n.p.m. przy średniej temperaturze roku -2°C zaczyna się piętro turniowe-kroniwalne (M. K l i m a s z e w s k i 1988). Granice pięter wykazują wyraźne odchylenia związane zarówno z warunkami glebowymi i rzeźbą, jak i inwersją termiczną w kotlinach śródgórskich i dolinach górskich, prowadzącą do powstawania tzw. ciepłego piętra klimatycznego na stokach (B. O b r ę b s k a - S t a r k e l 1972). Przykładem tych odchyżeń mogą być płaty lasów świerkowych w dolinach Bieszczadów (600-800 m n.p.m.) poniżej piętra lasów bukowych i reliktowy las lipowy (z okresu tzw. optimum klimatycznego holocenu) w Muszynie, 150-200 m nad poziomem dna doliny Popradu.

W ostatnim glacie północny skłon Karpat był eksponowany na wpływy klimatyczne lądolodu. Silne wiatry, kontynentalizm klimatu był znaczny, gdyż obszar ten leżał jedynie 250-300 km od czoła lądolodu (ryc. 1). Karpaty były najdalej na północ wysuniętym dużym masywem górskim, który zarejestrował wszystkie zmiany piętrowości procesów, charakterystyczne dla strefy peryglacyjnej (ryc. 2).

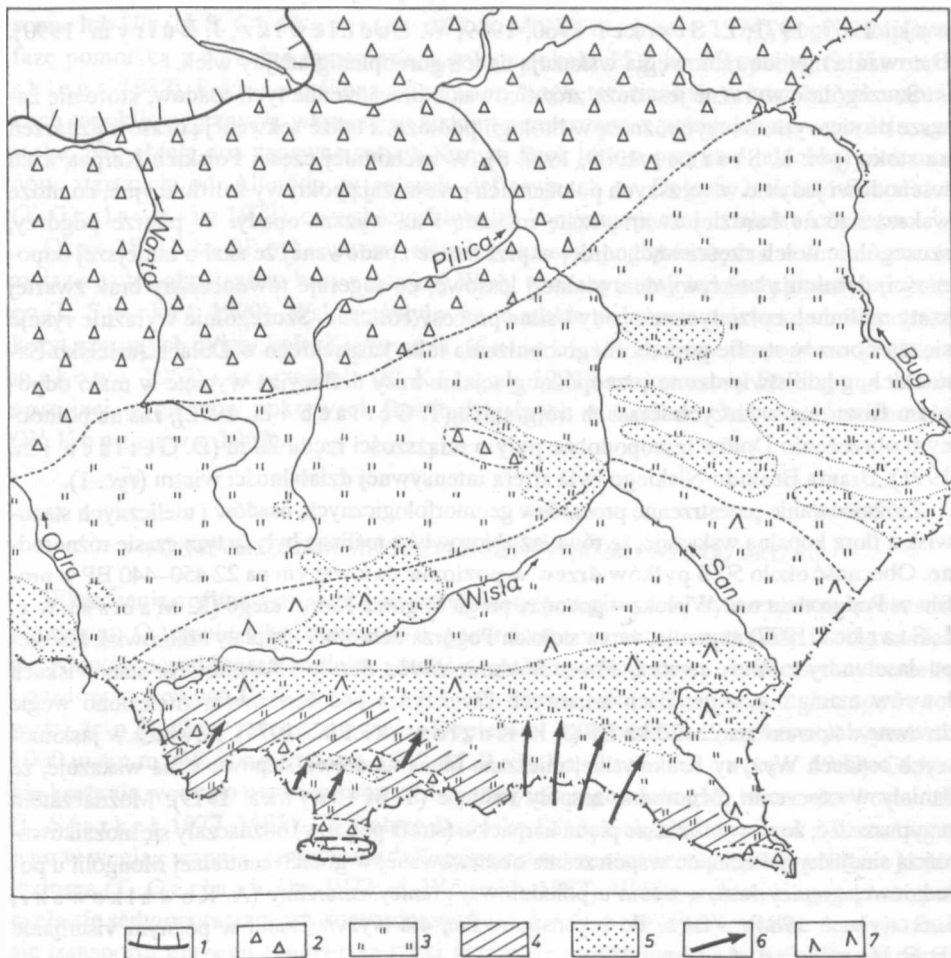
OKRES MAKSYMUM ZŁODOWACENIA VISTULIANU

O złożoności pięter geologicznych Karpat w okresie 20–18 ka BP wiemy niewiele. Lodowce tatrzańskie schodzące do wysokości 900–1100 m n.p.m. wskazują jednak, że górną granicę śniegu obniżyła się do około 1500 m n.p.m. (M. Klimaszewski 1967, 1988). O mroźnym klimacie tego okresu można wnioskować na podstawie braku fauny, jak też śladów chemicznego ługowania wapieni w jaskiniach tatrzańskich pomiędzy 25 a 12 ka BP (H. Hercman i in. 1987). Grzbiety Karpat fliszowych pokrywały rumowiska skalne, niżej leżące łagodne podnóża stoków okrywane były mięszszymi niekiedy do 20 m pokrywami typu soliflukcyjno-deluwialnego lub lessowymi (M. Klimaszewski



Ryc. 1. Zmiany klimatyczno-roślinnych pięter wysokościowych w Polskich Karpatach od 30 tysięcy lat BP; 1 – najniższe położenie lodowców tatrzańskich (wg Klimaszewskiego 1988 i innych), 2 – piętro krioniwalne (gruzowe), 3 – piętro tundry i łąk alpejskich, 4 – piętro kosówki, 5 – lasotundra i lasostep, 6 – las borealny (regiel górny), 7 – las regla dolnego, 8 – las liściasty (pagórki), 9 – osady lessowe, 10 – stanowiska z długimi sekwencjami osadów (datowane)

Changes in the climatic-vegetation altitudinal zones in the Polish Carpathians from the 30 thousand yrs BP. 1 – the lowest position of Carpathian glaciers (after Klimaszewski et al. 1988), 2 – cryonival zone (debris), 3 – zone of tundra and Alpine meadows, 4 – zone of dwarf mountain pine, 5 – forest-tundra and forest-steppe, 6 – boreal forest (upper subalpine zone), 7 – forest of lower subalpine zone, 8 – deciduous forest of foothills, 9 – loess deposits, 10 – sites with thick sequences of deposits (dated)



Ryc. 2. Rekonstrukcja paleogeograficzna obszaru południowej Polski w okresie 22–18 ka BP (wg Starkla 1988a, częściowo zmieniona); 1 – maksymalny zasięg lądolodu skandynawskiego i lodowców tatrzańskich, 2 – pustynia arktyczna z działalnością eoliczną, 3 – strefa tundry i tundro-stepu, 4 – obszary nieco wilgotniejszej tundry z dominacją soliflukcji, 5 – obszary akumulacji lessu i utworów lessopodobnych, 6 – kierunki wiania silnych wiatrów i deflacji, 7 – obszary prawdopodobnego zachowania płatów drzew

Paleogeographical reconstruction of the south region of Poland in the period 22–18 ka BP (after Starkel 1988a, partially changed); 1 – the maximum extent of the Scandinavian ice sheet and the Tatra glaciers, 2 – arctic desert with eolian activity, 3 – zone of tundra and tundra-steppe, 4 – regions of slightly more humid tundra with the domination of solifluction, 5 – regions of the accumulation of loess and loess-like deposits, 6 – directions of strong winds and deflation, 7 – regions in which patches of forests were probably preserved

wski 1967, 1971; L. Starkel 1960, 1969; W. Zuchiewicz, J. Butrym 1990). Datowania metodą radiowęglą wskazują na ich górnopleniglacyjny wiek.

Szczególnie wyraźne jest duże zróżnicowanie przestrzenne tych osadów, które nie zawsze da się wytłumaczyć różnicą w litologii podłoża, a także sekwencją czasową zdarzeń na stoku (por. L. Starkel 1969, 1988 b). W zachodniej części Polskich Karpat, a ku wschodowi jedynie w wyższych położeniach przeważają pokrywy soliflukcyjne, co może wskazywać na bardziej zwartą szatę roślinną i na wyższe opady. W piętrze pogórzy, szczególnie w ich części wschodniej w przewodzie zbudowanej ze skał o mniejszej odporności, dominują pokrywy deluwialne i lessowe, co sugeruje równoczesny brak zwartej szaty roślinnej, epizodyczne opady i silne procesy eoliczne. Szczególnie wyraźnie rysuje się ten obraz w strefie poprzecznego obniżenia łuku karpackiego w Dołach Jasielsko-Sanockich, gdzie stwierdzono przedpóźnoglacialne misy deflacyjne wycięte w mało odpornym fliszu, na wyższych terasach trójgranicy (T. Gerlach i in. 1972), zaś na północnym obrzeżeniu Dołów lessopodobne pyły o miąższości rzędu 20 m (D. Gerlach i in. 1991). Brama Beskidu Niskiego była strefą intensywnej działalności wiatru (ryc. 1).

Zróżnicowanie przestrzenne procesów geomorfologicznych, osadów i nielicznych stanowisk z florą kopalną wskazuje, że również zbiorowiska roślinne były w tym czasie różnorodne. Obecność około 50% pyłków drzew w poziomie datowanym na 22 450–440 BP w profilu w Podgrodziu nad Wisłoką u podnóża progu Pogórza Karpackiego (K. Mاماkowa, L. Starkel 1977) sugeruje, że na stokach Pogórza uchowały się płaty zbiorowisk lasostepu-lasotundry z *Pinus cembra*, *Pinus silvestris*, *Larix*, *Betula* i *Populus*. Na stanowiskach łowców mamutów w profilach lessowych Zwierzyńca pod Krakowem znaleziono węgle drzewne datowane na 23–20 ka BP (J. K. Kozłowski i in. 1974). Również w jaskiniowych osadach Wyżyny Krakowskiej mieszana fauna tundrowo-stepowo-leśna wskazuje, że istniały w otoczeniu różnorodne zespoły roślinne (T. Madeyska 1979). Można zatem przypuszczać, że również niższe piętra karpackie (strefa pogórzy) odznaczały się mozaikowością siedliska zbliżoną do współcześnie obserwowanej w górach centralnej Mongolii u południowej granicy lasu, a zatem u południowej granicy zmarzliny (A. Kowalkowski, L. Starkel 1984), a także do rekonstruowanej dla wyżyn Skanii w późnym vistulianie (B. E. Berglund, A. Rapp 1988).

SCHYŁEK PLENIGLACJAŁU

Okres początkowej recesji lądolodu przed ociepleniem Böllingu cechował stopniowy wzrost temperatury, powolne ustępowanie zmarzliny przy bardzo kontynentalnym klimacie. Akumulacja lessu i intensywne procesy deluwialne trwały co najmniej do 14 ka BP (data TL 14 ± 2 ka BP ze Zwierzyńca pod Krakowem – K. Konecka-Betley i T. Madeyska 1985, daty TL 18 i 17 ka BP z Rostoki na Pogórzu Rożnowskim – W. Zuchiewicz, J. Butrym 1990). Szczególne znaczenie ma, niestety nie potwierdzone większą liczbą dat, stanowisko w Smereku w Bieszczadach na wysokości 600 m n.p.m. W poziomie datowanym na 16 925 ± 325 BP obok drewna występuje 60–80% pyłków drzew, a wśród nich *Pinus silvestris*, *Pinus cembra*, *Larix*, *Picea* i *Betula* (M. Ralska-Jasiewiczowa 1980). Stanowisko to mogłoby być korelowane z interstadiem La-

scaux lub Ula (N. S. Chebotarieva i J. A. Makaricheva 1974), poprzedzającym fazę pomorską z wyraźną transgresją lądolodu (około 15,2 ka BP według S. Kozarskiego 1988). Pokrywa roślinna z drzewami mogła rozwinąć się w korzystnych warunkach topoklimatycznych, wkraczając niskimi przełęczami z południowego, cieplejszego stoku. Nie objęła ona zapewne całych Karpat. Brak jest na przykład jakichkolwiek osadów starszych od Allerödu w misach deflacyjnych w Dołach Jasielsko-Sanockich (T. Gerlach i in. 1972), co wskazywałoby na kontynuację tam działalności wiatru.

Okres 18–13 ka BP był zapewne również okresem pogłębiania den dolin rzecznych, związanych z obniżaniem bazy erozyjnej Wisły w miarę recesji lądolodu skandynawskiego (L. Starckel 1990). Wskazywałyby na to niskie położenia najstarszych wypełnień koryt rzecznych Wisły koło Krakowa (T. Kalicki 1991), Sanu na pogórzcu (K. Mammakowa 1962) i na przedpolu (K. Klimmek 1992), a także osady Böllingu na terasie erozyjnej wyciętej w pokrywach fluwioglacjalnych w Kotlinie Orawsko-Nowatorskiej (W. Koperowa 1962).

PÓZNOVISTULIAŃSKIE OCIEPLENIE I EPIZOD MŁODSZEGO DRYASU

Wkraczanie roślinności na obszar byłej strefy peryglacjalnej było zapewne procesem złożonym. O tempie wkraczania, obok generalnego wzrostu temperatury i wilgotności, decydowały topoklimat den dolin i stoków, skład mechaniczny i chemiczny zwietrzelin i osadów stokowych (L. Starckel 1991). Opóźnienie w przygotowaniu gleb spowodowało, że o Böllingu wiemy niewiele. Dopiero w Allerödzie las przekroczył wysokość 1000 m n.p.m. (W. Koperowa 1962; M. Ralska-Jasiewiczowa 1980). Głębokie krążenie wody po ustąpieniu zmarzliny sprzyjało ługowaniu gleb i rozwojowi osuwisk (L. Starckel 1977, 1985). W Dołach Jasielsko-Sanockich, zbudowanych z fliszu bogatego w węgiel wapienia, zagłębienia deflacyjne i starorzecza zaczęły być wypełniane kredą jeziorną (T. Gerlach i in. 1972; A. Wójcik 1987). W Słowackich Karpatach rozpoczęła się sedymentacja martwic wapiennych (U. Łożek 1975). W wyniku zmniejszania się transportu grubego rumowiska rzeki karpackie na przedpolu gór zmieniły charakter koryt z roztokowych na duże meandrowe (A. Szumański 1983). Wyjątek stanowiły rzeki takie, jak Soła i Dunajec, o dużym spadku i mające swe źródła w wyższych partiach gór (L. Starckel 1990). Recesja lodowców w Tatrach odsoniła misy egzaracyjne cyrków lodowcowych (A. Kotarba 1992; B. Wicik 1984).

Okres młodszego dryasu (11–10 ka BP) spowodował w Karpatach prawdopodobne obniżenie górnej granicy lasu do 600–700 m n.p.m. (M. Ralska-Jasiewiczowa 1980). Prawdopodobnie z tego okresu pochodzą w Beskidach pokrywy gruzowe nałożone w postaci stożków na osady soliflukcyjne u podnóży stoków (L. Starckel 1960). Wynikiem ożywienia procesów mrozowych i stokowych była agradacja zarejestrowana na równinach zalewowych i podniesienie poziomu rzek z tendencją do erozji bocznej i do zmiany koryt na roztokowe (L. Starckel 1990; T. Kalicki 1991). Piaski wywiewane z koryt roztokowych w kotlinach podkarpackich tworzyły wały wydymowe (L. Starckel 1988b).

WCZESNY HOLOCEN

Wyraźny skok termiczny na początku holocenu (K. Róžański i in. 1992) był przyczyną szybko postępującego opanowania Karpat przez zwarte zbiorowiska roślinne i ostatecznej zmiany zarówno bilansu wodnego, jak i transportu rumowiska (L. Starkel 1988b, 1991). Zmiany te odbywały się w warunkach klimatu kontynentalnego, dlatego utrzymywały się nadal zbiorowiska borealnego lasu z *Pinus silvestris*, *Pinus cembra*, *Picea excelsa* i *Larix*, a drzewa liściaste ciepłolubne wkraczały powoli pokonując długą drogę z ostoi na południowym obrzeżeniu Karpat i bardziej odległych (M. Ralska-Jasiewiczowa 1980, 1982, 1989). Efektem ocieplenia była też akumulacja węglanowa na nieznaczną skalę w strefie Pogórza Karpackiego. Na północ od Karpat na wyżynach lessowych ze zbiorowiskami lasostepu zaistniały warunki do powstania gleb typu czarnoziemów datowanych między 9 a 8 ka BP (Z. Śnieżko 1985). Dna szerszych dolin zaczęły być zatorfiane. Działalność rzek zmalała, koryta rzek w kotlinach podkarpackich przeobraziły się w kręte, wąskomeandrowe. W wyższych piętrach gór, zapewne już około 9,5–9,0 ka BP las dotarł do współczesnych wysokości, a zwarte zbiorowiska bezleśne rozwinęły się już wcześniej, na co wskazuje m. in. ostra zmiana akumulacji w jeziorach tatrzańskich z gytii mineralnej na gytię organiczną już około 9900 ± 120 lat BP (B. Wicik 1984).

OCEANIZACJA KLIMATU W PÓŻNYM BOREALE

Stanowiska w dolinach karpackich rejestrują pomiędzy 8,5–8,0 ka BP fazę licznych wielkich powodzi (L. Starkel 1977, 1983, 1984, 1991). Przerwanie sedymentacji torfów, złożenie u wylotów dopływów stożków napływowych o miąższości do 5 m i więcej wskazują na wyraźne zwilgocenie klimatu związane z uruchamianiem zachodniej cyrkulacji cyklonalnej. Była to pierwsza z faz zwilgocień, powtarzających się kilkakrotnie rytmicznie w czasie holocenu (L. Starkel 1983). Do faktów tych należy dołączyć dowody licznych przerzutów koryt (L. Starkel 1990) i ożywienia procesów osuwiskowych (L. Starkel 1985). Równocześnie w obszarach krasowych Słowacji U. Ložek (1975) rejestrował ożywienie procesów ługowania.

Na tę zmianę ku oceanizacji klimatu zbiorowiska roślinne zareagowały opanowaniem stoków przez zespoły lasów liściastych i mieszanych z *Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia* i in. (M. Ralska-Jasiewiczowa 1989). W wyższych położeniach las prawdopodobnie przekroczył dzisiejszą górą granicę lasu i podobnie jak w Alpach dotarł 200–300 m wyżej (G. Patzelt 1977). Świadczyłoby też o tym występowanie wyżej obecnie lasu, żłobków krasowych, charakterystycznych dla piętra leśnego (A. Kotarba, L. Starkel 1972). Jest jednak wątpliwe, by było to synchroniczne ze zwilgoceniem, gdyż właśnie w okresie 8,7–8,0 ka BP rejestrowane są w Alpach trzy fazy nasunięć lodowców (faza Wenediger według G. Patzelta 1977). Okres zwilgocenia zamknął ostatecznie długi czas przekształcania karpackich siedlisk, o założeniach odziedziczonych jeszcze z epoki peryglacjalnej.

Okres ten zapoczątkował równocześnie proces stabilizacji zbiorowisk roślinnych tzw. holocenijskiego optimum klimatycznego, w tym również ostateczne utworzenie się zbioro-

wisk roślinności śródziemnomorskiej na południu Europy (H. J. Beug 1982; L. Starckel 1991).

UWAGI KOŃCOWE

Ewolucja pięter geoeologicznych Karpat w późnym wistulianie i wczesnym holocenie wskazuje, iż mimo że głównym motorem przemian było ocieplenie klimatu, to istotną rolę odgrywały zmiany wilgotności i stopnia kontynentalizmu. Decydowały one o szybkości przeobrażeń i stopniu mozaikowatości siedlisk, odbijających zróżnicowanie mezoklimatyczne. Równocześnie w każdym z analizowanych odcinków czasu pozostawały w krajobrazie elementy odziedziczone z okresów poprzednich. Były one włączane do funkcjonujących systemów wymiany energii i obiegu materii. Zmianie obiegu wody, zmianie z przeważającej denudacji mechanicznej na chemiczną towarzyszyły przemiany w biosferze. Na północnym skłonie Karpat pierwsze wyraźne wzrosty w produkcji biomasy nastąpiły w Böllingu i Allerödzie. Ale ostatecznie gęste zbiorowiska leśne pokryły Karpaty prawdopodobnie dopiero w boreale.

LITERATURA

- Berglund B. E., Rapp A. 1988; Geomorphology, climate and vegetation in north-west Scania, Sweden, during the late Weichselian. *Geographia Polonica* 55, 13–35.
- Beug H. J. 1982; Vegetation history and climatic changes in central and Southern Europe. [In:] Harding A. F. ed., *Climatic changes in later prehistory*, Edinburgh Univ. Press, 85–102.
- Cegła J. 1963; Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski (sum. On origin of the Quaternary silts in the Carpathian Mountains). *Annales UMCS Lublin, Sec. B*, 18,4, 69–116.
- Chebotařieva N. S., Makaricheva J. A. 1974; *Poslednieje oledienienije Evropy i jego geochronologija, Last Glacial Stage in Europe and its chronology (in Russian)*, Izd. Nauka, Moskva, 215 p.
- Gerlach T., Koszarski L., Koperowa W., Koster E.A. 1972; Sediments lacustres postglaciares dans la depression de Jasto-Sanok. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6, 37–62.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S. W. 1991; Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych (sum. The Carpathian variety of loesses Brzozow in the Dynow Foothills, Polish Flysch Carpathians). *Zeszyty Nauk. AGH, Geologia*, 17, 1–2, Kraków, 193–219.
- Hercman H., Pazdur M. F., Wysoczański-Minkowicz T. 1987; Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts., based on datings of deposits from selected caves. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 21, 59–75.
- Hess M. 1965; Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. *Zrzesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. z.* 11, Kraków.
- Kalicki T. 1991; The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times, Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part. IV, *Geogr. Stud. Spec. Issue* 6, 11–37.
- Klimaszewski M. 1967; Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędu (sum. Polish Western Carpathians during Quaternary). [W:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa 431–497.
- Klimaszewski M. 1971; The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians). *Folia Quaternaria*, 38.
- Klimaszewski M. 1988; *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN, Warszawa.

- Klimek K. 1992; The age of transformation of subcarpathian river channel pattern during Late Vistulian. Papers and Abstracts of Papers, Symposium on Global Continental Paleohydrology, Kraków and Mogilany, 3p.
- Konecka-Bettley K., Madeyska T. 1985; Loess section at Kraków-Zwierzyniec. [In:] Guide book of Internat. Symp. Problems of the stratigraphy and paleogeography of loess, Poland, 6–10 Sept., Lublin 175–178.
- Koperowa W. 1962; Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej (sum. The history of the Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin). *Acta Palaeobotanica* 2/3, Kraków, 1–57 p.
- Kotarba A. 1992; Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich (sum. Relict rock glaciers and deglaciation pattern in the High Tatra Mountains). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 25–26, 133–150.
- Kotarba A., Starkeł L. 1972; Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6, p. 21–36.
- Kowalkowski A., Starkeł L. 1984; Altitudinal belts of geomorphic processes in the Southern Khangai Mts (Mongolia). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 18, 95–115.
- Kozarski S. 1988; Time and dynamics of the last Scandinavian icesheet retreat from northwestern Poland. *Geographia Polonica* 55, 91–101.
- Kozłowski J. K. et al. 1974; Upper Paleolithic site with dwellings of mammoth bones – Cracow, Spadzista Street B. *Folia Quaternaria* 44, 1–110.
- Lożek U. 1975; Zur Problematik der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung in verschiedenen Höhenstufen der Westkarpaten während des Holozäns. *Biuletyn Geologiczny UW*, 19, Warszawa, 79–92.
- Madeyska T. 1979; The environment of middle and upper Paleolithic cultures in Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 1, 15–28.
- Mamakowa K., Starkeł L. 1977; Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, 101–110.
- Mojski J. E. 1985; Quaternary. [In:] *Geology of Poland*, vol. I stratigraphy, part 3b Cainozoic; Wyd. Geolog., Warsaw, 1–244.
- Obrębska-Starkeł B. 1970; Über die thermische Temperaturschichtung in Bergtälern. *Acta Climatologica*, 9, 1–4, Szeged, 33–47.
- Patzelt G. 1977; Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. [In:] *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, *Erdwiss. Forschung* 13, Wiesbaden p. 249–259.
- Ralska-Jasiewiczowa M. 1980; Late-glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians). *Prace Inst. Botaniki PAN*, Kraków, 202 pp.
- Ralska-Jasiewiczowa M. 1983; Isopollen maps for Poland: 0–11000 years B. P. *New Phytologist* 94, 133–175.
- Ralska-Jasiewiczowa M. (ed.) 1989; Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13000 years part. III. *Acta Palaeobotanica* 29, 2, Warszawa-Kraków, 1–120.
- Różański K., Goslar T., Duliński M., Kuc T., Pazdur M. F., Walanus A. 1992; The Late Glacial Holocene transition in Central Europe derived from isotope studies of laminated sediments From Lake Gościąg (Poland). [In:] E. Bard & W. S. Broecker, (eds.); *The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies*, NATO advanced research workshop, Erice, 1990. Proceedings, in print.
- Starkeł L. 1960; Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biul. Peryglacialny*, Łódź, 8, 155–169.
- Starkeł L. 1969; L'evolution des versans des Carpates a Flysch an Quaternaire. *Biul. Peryglacialny* 18, 349–379 p.
- Starkeł L. 1977; Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 11, 33–51.
- Starkeł L. 1984; The Reflection of Abrupt Climatic Changes in the Relief and in the Sequence of Continental Deposits: Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis. Eds. N. A. Morner and W. Karlen, Reidel Publ. Comp., Dordrecht, p. 135–146.
- Starkeł L. 1985; The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. *Ecologia Mediterranea* 11, 1, 91–98.
- Starkeł L. 1988 a; Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advances of the Vistulian ice sheet. *Geographia Polonica* 55, 151–163.

- Starkel L. 1988 b; Paleogeography of the Polish Carpathians during the Vistulian and Holocene. [In:] Paleogeography of Carpathian Regions, Geogr. Res. Institute, Hungarian Acad. Sci., Budapest, 137–159.
- Starkel L. (ed), 1990; Evolution of the Vistula river valley during last 15000 years part. III. Geographical Studies IGiFZ PAN, 5, 220 p.
- Starkel L. 1991; Environmental changes at the Younger Dryas-Preboreal transition and during the early Holocene: some distinctive aspects in central Europe. *The Holocene*, 1, 3, 234–242.
- Śnieżko Z. 1985; Paleogeographic de l'Holocène dans le bassin de la Sancygniówka, res. in Polish. *Acta Geogr. Univ. Łódź* 51, 1–106.
- Szumowski A. 1983; Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. *Quaternary Studies in Poland*, 4, 207–216.
- Wicki B. 1984; Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji (sum. The Tatra lake deposits and their accumulation stages). *Studia Geograficzne UW, Warszawa*, 5, 55–69.
- Wójcik A. 1987; Late-Glacial lacustrine sediments from Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło–Sanok Depressions). *Acta Palaeobot.*, 27, 1, 27–41.
- Zuchiewicz W., Butrym J. 1990; Stratigraphy of Quaternary deposits of Rożnów foothills, Polish West Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 24, 33–48.

SUMMARY

The end of the Pleistocene, still before the Bölling, was characterized by a gradual increase of temperature with the climate of a continental character. The processes that took place at that time were: retreat of glaciers in the Tatra, a slow degradation of permafrost, up till at least 14 ka BP intensive eolic processes could be observed, together with loess accumulation and deluvial processes. The interval of 18–13 ka BP was the period of deepening of the bottoms of valleys.

Plant expansion was characterized by a great regional differentiation. Beside the general climatic changes, the factors that decided on the rate of plant appearance were the orographic-geomorphological conditions, as well as topoclimatic and hydrological factors with the physical and chemical features of substratum – weathering rocks and slopes' covers.

As may be gathered from the research point in Smerek in the Bieszczady (600 m a.s.l.), it is possible that in the horizon dated for 16925±325 BP there could have been forest cover possibly coming by the low mountain passes from the warmer south slope of the Carpathians. Little is known of the vegetation cover in the Bölling, but in the Alleröd the forest exceed the altitude of 1000 m a.s.l. to come down below 600–700 m a.s.l. in the period of Younger Dryas.

In the Alleröd Carpathian rivers were changing the character of their beds from braided-type to the meandri-form to come back to the braided-type in the Younger Dryas.

From the beginning of the Holocene quick taking over of the Carpathians by a dense vegetation cover, i.e. a boreal forest, could be observed. At about 9.5–9.0 ka BP forest in the Carpathians reached up to the contemporary level, and a final change in the water balance and debris transport took place.

In the late Boreal there appeared the first of the cyclically repeating phases of the oceanic climate. Between 8.5–8.0 ka BP there appeared a phase of great floods in the Carpathian valleys together with the activation of landslipping. Plant cover reacted to them by changes in the forests towards deciduous and mixed forests, with higher (than today's) upper forest limit.

The evolution of the geocological zones in the Carpathians during the Late Vistulian and Early Holocene showed that though the main drive for all the changes was the climatic warming up, an important role was also played by humidity changes and the degree of continentality. The latter factors decided upon the rate of changes and the degree of habitat variegation, and also upon the character and intensity of relief-forming processes.

