

Zapis erupcji wulkanicznych w przyrostach rocznych limby *Pinus cembra* L. w Tatrach Wysokich

Karolina Janecka, Ryszard J. Kaczka

Abstrakt. Celem badań było określenie zapisu w przyrostach rocznych sosny limby *Pinus cembra* L. zdarzeń klimatycznych związanych z głównymi erupcjami wulkanicznymi w ostatnich 280 latach. W limbach erupcje wulkanów zapisują się w postaci białych i/lub wyjątkowo wąskich przyrostów. Do analiz anomalii drewna wtórnego wyselekcjonowano 51 prób. Opracowano obejmujące okres 1726–2013 chronologię szerokości przyrostów rocznych i chronologię przyrostów białych. Badania wykazały, że jedynie największe erupcje (Tambora 1815, Katmai 1912, Pinatubo 1991) zapisały się w tatrzańskich limbach w postaci białych i/lub wąskich przyrostów. W badanym okresie nie wykryto ani jednego przyrostu mrozowego. Zmiany w anatomii drewna lub szerokości przyrostów zauważono zarówno w roku erupcji, jak i w latach kolejnych, co jest związane z lokalizacją wulkanu oraz okresem jego erupcji.

Słowa kluczowe: Tatry, limba, górna granica lasu, anomalie drewna, blade przyrosty, lata wskaźnikowe, erupcje wulkaniczne

Abstract. Record of volcanic eruptions in tree-rings of stone pine *Pinus cembra* L. in the High Tatra Mts. The aim of the study was to determine the record of climatic events in stone pine *Pinus cembra* L. connected with the main volcanic eruptions in the last 280 years. To analyze wood anomalies, 51 samples were used. A chronology of tree-ring width and chronology of pale rings, both covering the period 1726–2013 were established. The research showed that only major eruptions (Tambora 1815, Katmai 1912, Pinatubo 1991) signed in the form of pale and/or narrow rings of stone pines from the Tatras. In the analyzed period no frost rings were recorded. The wood anatomy changes or tree-ring width changes were noticed in the year of eruption and subsequent years, what is related to the location of the volcano and time of eruptions.

Key words: Tatras, stone pine, timberline, wood anomalies, pale rings, pointer years, volcanic eruptions

Wstęp

Sosna limba *Pinus cembra* L. stanowi dobry nośnik informacji o zdarzeniach klimatycznych (Bednarz 1976). Jej długowieczność (Popa i Kern 2009) oraz wrażliwość na temperaturę okresu letniego sprzyjają wykorzystaniu w badaniach dendroklimatycznych (Rolland i in. 1998; Oberhuber 2004; Büntgen i in. 2007). Erupcje wulkaniczne, wprowadzając do atmosfery ogromne ilości gazów oraz pyłów przyczyniają się do zmniejszenia dostarczanego do powierzchni Ziemi promieniowania słonecznego, a tym samym wpływają na temperaturę powietrza (Robock

2000). W historii zapisało się wiele dużych erupcji, których skutki były odczuwalne na całym globie. Wśród nich można wyróżnić wybuchy wulkanów Huaynaputina (Peru, 1600), Tambora (Indonezja, 1815), Krakatau (Indonezja, 1883), Katmai (Alaska, 1912), Agung (Indonezja, 1963) oraz Pinatubo (Filipiny, 1991) (Sigl i in. 2013). Oprócz klasycznych analiz chronologii szerokości przyrostów rocznych często wykorzystywane są anomalie anatomiczne drewna wtórnego w postaci przyrostów mrozowych – ang. *frost rings*, (LaMarche i Hirschboeck 1984), czy białych – ang. *pale/light/moon rings* (Briffa i in. 1998; Esper i in. 2013). Te ostatnie charakteryzuje szereg komórek o wyraźnie jaśniejszej barwie, czyli zmniejszonej gęstości drewna. Przyczyną tego są nie w pełni wykształcone ściany komórkowe o mniejszej grubości i gęstości, na skutek niewystarczającego wzbogacenia ich w celulozę oraz ligninę (Tardif i in. 2011). Są one dowodem pogorszenia warunków termicznych okresu wegetacji (Filion i in. 1986). Źródłem informacji o charakterze i wielkości zdarzeń wulkanicznych są: a) obserwacje i pomiary bezpośrednie, ograniczające się do ostatniego stulecia, b) rekonstrukcje opierające się na zapisach historycznych, c) osady pochodzące z erupcji zdeponowane w pokrywach lodowych, głównie Grenlandii i Antarktydy (Gao i in. 2008).

Celem badań było określenie, czy i w jaki sposób zdarzenia klimatyczne o charakterze globalnym, a związane z aktywnością wulkanów, rejestrowane są w przyrostach tatrzańskich limb. Realizacja tego celu wymagała wyznaczenia lat wskaźnikowych w przyrostach rocznych limb, zidentyfikowania głównych anomalii drewna wtórnego, wskazania czynników klimatycznych odpowiedzialnych za ich powstanie oraz określenia wpływu aktywności wulkanów na badane drzewa.

Material i metody

Badania prowadzono w Tatrach Wysokich, w górnej części Doliny Rybiego Potoku. Cztery naturalne stanowiska limby położone na wysokości ok. 1550 m n.p.m. należą do strefy górnej granicy lasu (Guzik 2008), w której wzrost drzew jest determinowany przez klimat, głównie temperaturę (Bednarz 1982; Schweingruber 1996; Speer 2010).

Łącznie pobrano 352 próby, wykonując odwierty świdrem przyrostowym Presslera. Pozyskane rdzenie zostały wklejone do listew mocujących, a następnie starannie wyszlifowane i zeskanowane w wysokiej rozdzielczości (2400–4800 DPI). Pomiarów szerokości przyrostów rocznych dokonano za pomocą klasycznego przyrostomierza stolikowego firmy Velmex oraz programu CooRecorder firmy Cybis Elektronik & Data AB (www.cybis.se). Jakość pomiarów określono na podstawie wizualnej i statystycznej (program Cofecha) analizy synchroniczności przyrostów między próbami. Przy użyciu programu ARSTAN skonstruowano chronologię szerokości przyrostów rocznych dla okresu 1726–2013.

W celu zidentyfikowania anomalii w drewnie wyselekcjonowano 51 odwiertów spełniających kryterium odpowiedniego wieku (minimum 220 lat), bez zmian próchnicznych i występowania drewna reakcyjnego, co w obydwu przypadkach uniemożliwiłoby dostrzeżenie analizowanych zmian anatomicznych w drewnie (ryc. 1). Wszystkie próby poddano wizualnej analizie struktury drewna, która miała na celu rozpoznanie charakterystycznych anomalii. Na podstawie analizy 12 773 słoików zbudowano chronologię przyrostów białych.

Metodą okna czasowego Croppera (1979) wyliczono lata ekstremalne charakteryzujące się wzrostem lub spadkiem szerokości przyrostów w obrębie kilku lat (Schweingruber 1996). W obliczeniu lat ekstremalnych przyjęto 5-letnie okno czasowe. Następnie wyznaczono lata wskaźnikowe, przyjmując, że wyrazista zmiana szerokości słoików musi wystąpić u 50% drzew, dla których w danym roku dysponowano pomiarami (Zielski i Krąpiec 2009; Čejková i Kolář

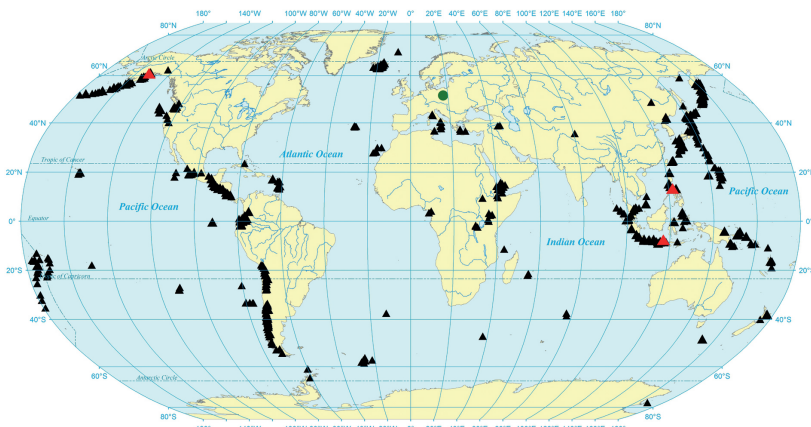
2009). Chronologie zostały skorelowane ze średnimi wartościami temperatury okresu VI–VIII dla stacji Zakopane (855 m n.p.m.). Ze względu na brak odpowiednio długich polskich danych pomiarowych skorzystano z danych klimatycznych pochodzących ze stacji Hohenpeissenberg w Alpach Niemieckich (986 m n.p.m.). Dane klimatyczne (średnią miesięczną temperaturę powietrza pozyskano z bazy danych gridowych CRU TS 3.10 (Harris i in. 2013) i obejmowały okres 1901–2009 dla Zakopanego i 1781–1981 dla Hohenpeissenberg.

Na podstawie kwerendy artykułów naukowych oraz informacji udostępnianych publicznie przez U.S. Geological Survey (www.usgs.gov) zgromadzono informacje na temat erupcji wulkanicznych, posługując się Indekssem Eksplozywności Wulkanicznej (Volcanic Activity Index ≥ 4 (VEI)) dla ostatnich 280 lat (Mass i Portman 1988). Wytypowano 3 erupcje charakteryzujące się dużymi rozmiarami, których przebieg oraz skutki klimatyczne zostały dokładnie przestudiowane (Self i in. 1984; Parker i in. 1996; Hildreth i Fierstein 2012) (ryc. 2). Przeprowadzono



Ryc. 1. Sosna limba *Pinus cembra* L. oraz blade przyrosty w 1912 i 1913 roku powstałe na skutek ochłodzenia w okresie VIII–X 1912 i w okresie V–VIII 1913 roku

*Fig. 1. Stone pine *Pinus cembra* L. and pale rings in 1912 and 1913 year created by cooling in the period VIII–X 1912 and V–VIII 1913*



Ryc. 2. Lokalizacja terenu badań (zielone koło) oraz wulkanów (czarny trójkąt) o największej aktywności w ostatnich 280 latach, ze szczególnym uwzględnieniem Tambory, Katmai i Pinatubo (czerwone trójkąty)

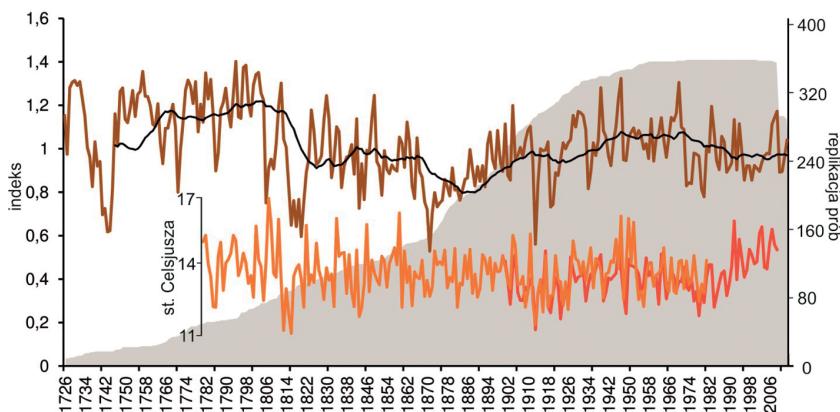
Fig. 2. Location of research area (green circle) and volcanoes with the highest activity in the last 280 years (black triangle), with particular consideration for Tambora, Katmai and Pinatubo volcanoes (red triangles)

szczegółową analizę każdej z nich, zestawiając przebieg erupcji i jej wpływ na klimat z danymi dendrochronologicznymi dla limb. Przyjęto cztery kryteria, którymi kierowano się na etapie wyboru erupcji: a) ilość materiałów wyrzuconych w czasie erupcji, w szczególności związków siarki oraz pyłów, b) wpływ erupcji na klimat, c) zapis tych eksplozji w pokrywach lodowych Grenlandii i Antarktydy, co świadczy o skali erupcji, d) inne rodzaje zapisu erupcji, np. anomalie w drewnie lub redukcji szerokości przyrostów rocznych.

Wyniki

Zbudowana chronologia szerokości przyrostów rocznych limby obejmuje okres 1726–2013 (ryc. 3). W przebiegu chronologii standardowej zauważalny jest ogólny trend charakteryzujący się spadkiem szerokości przyrostów po 1804 roku. Ponadto wyraźne są redukcje szerokości przyrostów w takich latach jak: 1743, 1806, 1816–1820, 1871 oraz 1913. Wzrost szerokości przyrostów rocznych odnotowano dla: 1939, 1947 i 1970. W przebiegu chronologii można także wyróżnić 21 lat wskaźnikowych, w tym 17 negatywnych i 4 pozytywne. Najbardziej charakterystyczne negatywne lata wskaźnikowe to 1771, 1786, 1806, 1871 i 1913.

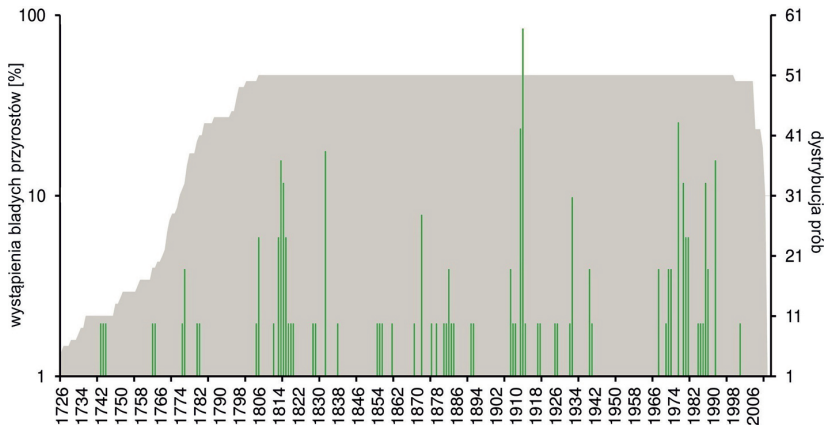
Analiza dendroklimatyczna dla danych pochodzących ze stacji Zakopane wykazuje, że utworzona rezydualna chronologia szerokości przyrostów limby najsilniej koreluje ze średnią temperaturą lipca ($r = 0,50$), średnią temperaturą lata czerwiec–lipiec ($r = 0,46$) oraz dłuższego okresu ciepłego: czerwiec–sierpień ($r = 0,43$). W przebiegu zmian średniej temperatury VI–VIII wyraźnie zaznacza się spadek w 1815 i 1816, związany z erupcją Tambory w kwietniu 1815 roku (Ryc. 3). W danych pochodzących z obu stacji zaznacza się spadek temperatury w 1913 roku spowodowany erupcją Katmai w czerwcu 1912 roku. W danych ze stacji Zakopane nie zaznacza się spadek temperatury w 1991 roku oraz w latach kolejnych (erupcja Pinatubo).



Ryc. 3. Chronologia rezydualna limb w Tatrach Wysokich (brązowa linia) oraz średnia temperatura okresu VI–VIII dla stacji Zakopane (linia czerwona) i Hohenpeissenberg (linia pomarańczowa). Kolorem szarym przedstawiono replikację prób wykorzystanych do budowy chronologii

Fig. 3. Residual chronology of stone pines in The High Tatra Mountains (brown line) and the average temperature for periods VI–VIII for Zakopane station (red line) and Hohenpeissenberg station (orange line). The replication of samples used to build chronology is presented in grey colour

Wytypowane na podstawie analiz wizualnych blade przyrosty wykazują synchroniczność występowania w obrębie analizowanych prób. Zidentyfikowanych 67 lat z wystąpieniami białych przyrostów złożyły się na chronologię tej anomalii drewna wtórnego. Najczęściej występują one u 2% drzew, ale 9 spośród nich wykazuje powtarzalność powyżej 10% z maksimum dla roku 1913 (84%). Stwierdzono zbieżność między datami wystąpienia erupcji wulkanicznych, a wystąpieniami przyrostów białych. 67% z nich pokrywa się z datami największych erupcji (VEI powyżej 4). Blade przyrosty najliczniej zaznaczają się w I połowie XIX wieku oraz w latach 70. i 80. XX wieku (ryc. 4), przy czym najintensywniej w latach 1912, 1913, 1976 oraz 1991, co pokrywa się z datami takich erupcji jak: Katmai (1912), Augustine (1976) oraz Pinatubo (1991). W badanych próbach nie zidentyfikowano przyrostów mrozowych.



Ryc. 4. Wystąpienia białych przyrostów w okresie 1726–2013 wyrażone jako procentowy udział tych anomalii w drzewach rosnących w danym roku

Fig. 4. Pale rings distribution in the period 1726–2013, expressed as the percentage of these anomalies in the trees growing in particular year

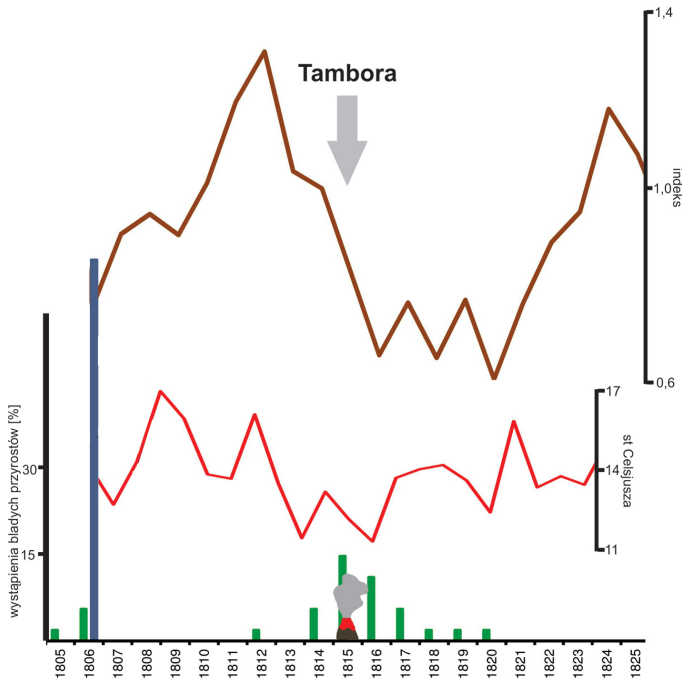
Szczegółowe analizy związku erupcja–klimat–drzewo przeprowadzono dla erupcji wulkanów Tambora, Katmai i Pinatubo. W skali globalnej wyraźnie wpłynęły one na klimat, a zatem najlepiej powinny zapisać się w przyrostach rocznych badanych limb z Tatr.

Tambora

10 kwietnia 1815 roku na wyspie Sumbawa w Indonezji doszło do erupcji stratowulkanu Tambora (8°15'S, 118°00'E), której skutki były odczuwalne na całym globie (Oppenheimer 2003). W czasie erupcji z wulkanu wydobyło się ponad 300 km³ materiałów pylistych (Self i in. 1984). Wielkość erupcji została oszacowana na 50 km³. Do stratosfery wyprowadzonych zostało ponad 60 Mt siarki, która przekształciła się w siarczanowe aerozole zalegające nad całym globem, przyczyniając się tym samym do perturbacji w klimacie (Robock 2003). Nietypowe ochłodzenie zaznaczyło się w 1816 roku we wschodniej części Północnej oraz w Europie Zachodniej (Oppenheimer 2003). Zostało ono także potwierdzone w postaci kwaśnych osadów w pokrywach lodowych Grenlandii oraz Antarktydy (Briffa i in. 1998). W średnich

szerokościach geograficznych półkuli północnej w 1816 roku zaznaczył się spadek średniej rocznej temperatury powietrza o około 1°C, natomiast na całym świecie o około 0,7°C (Lamb 1969). Rok ten zapisał się pod nazwą „rok bez lata” (Bednarz i Trepinska 1992). W okresie letnim w latach 1817 i 1818 również odnotowano bardzo niską temperaturę powietrza (Briffa i in. 1998). W danych termicznych pochodzących ze stacji Hohenpeissenberg, odnotowano znaczący spadek średniej temperatury VI–VIII w tym czasie. Stwierdzono wyraźny spadek średniej temperatury kwietnia 1817 roku. Wyniosła ona w tym miesiącu -0,4°C, podczas gdy średnia z wielolecia 1781–1981 wynosi 5,2°C. Odnotowano także spadek średniej temperatury dla całego roku 1817 (4,5 wobec 6,6°C).

Analiza szerokości przyrostów rocznych badanych limb wykazała silną redukcję szerokości przyrostów trwającą od 1816 do 1820 roku (ryc. 5). Tę stosunkowo długotrwałą depresję należy wiązać z erupcją Tambory. W analizowanych próbach zaznaczyły się także przyrosty blade pokrywane się okresem wystąpienia z datami, w których odnotowano redukcję szerokości przyrostów, przy czym najliczniej (16%) zaznaczyły się one już w roku erupcji. Przyczyną był spadek średniej temperatury okresu VI–VIII. Pomimo dużej odległości między badanym terenem a Tamborą (ponad 10 000 km) ochłodzenie nastąpiło stosunkowo szybko. Temperatura początku sezonu wegetacyjnego była niższa od przeciętnej o 0,9°C. Trwająca kilka lat redukcja



Ryc. 5. Wpływ erupcji wulkanu Tambora na: a) przebieg chronologii (brązowa linia), b) temperaturę VI–VIII na stacji Hohenpeissenberg 986 m n.p.m. (czerwona linia), c) występowanie negatywnych lat wskaźnikowych (niebieski słupek), d) występowanie bladej przyrostów (zielony słupek)

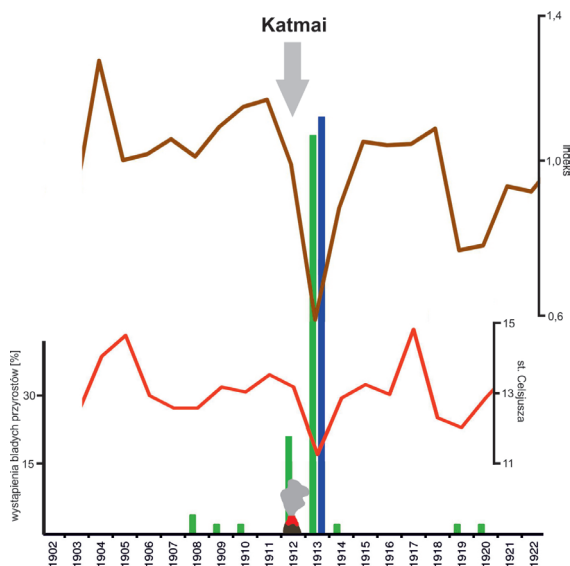
Fig. 5. Influence of Tambora eruption on: a) the chronology (brown line), b) the temperature VI–VIII at Hohenpeissenberg station 986 m a.s.l. (red line), c) the occurrence of negative pointer years (blue bar), d) the occurrence of pale rings (green bar)

szerokości przyrostów rocznych jest dowodem świadczącym o kilkuletnim ochłodzeniu klimatu po erupcji Tambory, co potwierdzają dotychczas przeprowadzone badania (Briffa i in. 1998). O występowaniu błędnych przyrostów w *Picea mariana* (Mill.) w Quebec w latach 1816–1817 donosili Filion i in. (1986). W analizowanym okresie brak jest lat wskaźnikowych, co wynika z faktu, że erupcja Tambory spowodowała kilkuletnie pogorszenie kondycji limb.

Katmai

Erupcja stratowulkanu Katmai ($58^{\circ}16'N$, $154^{\circ}57'W$) wprowadziła do dolnej stratosfery około 5 Mt siarki, która przekształcała się w 9,3 Mt siarczanowych aerozoli (Gao i in. 2008) i swoim zasięgiem ograniczyła się do $30^{\circ}N$ (Oman i in. 2005). Relatywna wielkość erupcji została oszacowana na 12 km^3 . Według obliczeń Omana i in. (2005) średnia temperatura okresu czerwiec–sierpień w południowo-zachodniej Europie oraz zachodniej Azji zmniejszyła się od około 0,5 do $1,5^{\circ}C$, podczas gdy w Ameryce Północnej w tym samym roku odnotowano wzrost średniej temperatury tego okresu od 0,5 do $1^{\circ}C$. Latem 1913 roku ochłodzenie o ok. $1,5^{\circ}C$ objęło swoim zasięgiem większy obszar Azji. W południowo-wschodniej Polsce temperatura tego okresu zmniejszyła się o około $1^{\circ}C$. Istnienie zapisu erupcji w pokrywach lodowych Grenlandii potwierdzają jej wielkość i zasięg oraz możliwy wpływ na klimat (Sigl i in. 2013).

Analiza szerokości przyrostów rocznych limb wykazała redukcję przyrostową w roku 1913 (ryc. 6). Rok ten został wyznaczony jako negatywny rok wskaźnikowy. Ponadto w tym samym roku, w ponad 80% analizowanych prób zidentyfikowano przyrosty blade oraz niepełne



Ryc. 6. Wpływ erupcji wulkanu Katmai na: a) przebieg chronologii (brązowa linia), b) temperaturę VI–VIII na stacji Zakopane 855 m n.p.m. (czerwona linia), c) występowanie negatywnych lat wskaźnikowych (niebieski słupek), d) występowanie białych przyrostów (zielony słupek)

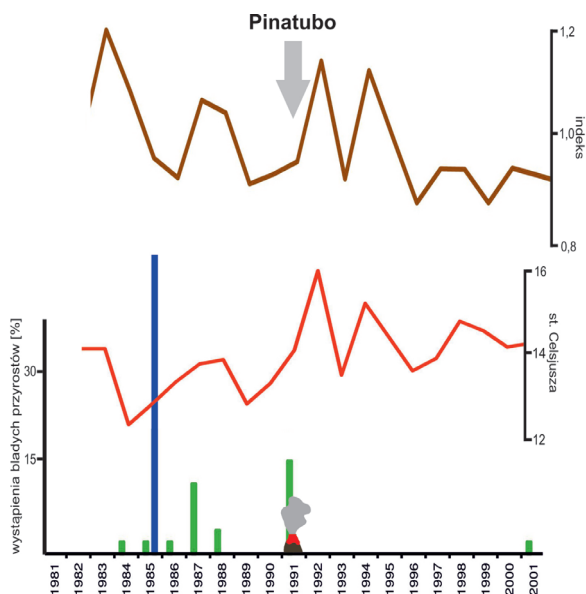
Fig. 6. Influence of Katmai eruption on: a) the chronology (brown line), b) the temperature VI–VIII at Zakopane station 855 m a.s.l. (red line), c) the occurrence of negative pointer years (blue bar), d) the occurrence of pale rings (green bar)

wykształcenie przyrostów. Tę samą anomalię rozpoznano w 1912 roku, w którym zaznaczył się spadek temperatury jesieni, jednak wystąpiła ona zaledwie u 23% analizowanych prób, podczas gdy w świerkach z Tatr była ona bardzo powszechna (Biczysk i Kaczka 2014). Wystąpienie anomalii, jak również wąskiego przyrostu, z rocznym opóźnieniem w stosunku do daty erupcji, koreluje z okresem ochłodzenia, jakie miało miejsce w Polsce w okresie letnim 1913 roku, które w efekcie przyczyniło się do pogorszenia warunków termicznych w okresie wzrostu limb.

Pinatubo

Erupcja stratowulkanu Pinatubo ($15^{\circ}08'N$, $120^{\circ}21'$) wprowadziła do stratosfery 20 Mt siarki, która w postaci aerozoli osiągnęła zasięg globalny (Robock i Mao 1992; Robock 2000). Relatywna wielkość erupcji została oszacowana na $4,8 \text{ km}^3$. W ciągu trzech lat od erupcji zaobserwowano globalny spadek temperatury powietrza o około $0,5^{\circ}\text{C}$ (Ward 2009). Nad kontynentami półkuli północnej w ciągu dwóch kolejnych zim (1991–1992) doszło do ocieplenia, które zostało odnotowane w szczególności w Stanach Zjednoczonych jako niezwykle (Robock i Mao 1992; Robock 2000). Ponadto erupcja ta zapisała się w pokrywach lodowych Antarktydy w latach 1991–1993 (Cole-Dai i in. 1999) i Grenlandii w okresie 1991–1992 (Sigl i in. 2013).

Mimo odczuwalnych na całym świecie skutków erupcji w postaci spadku średniej temperatury powietrza, zaledwie w 15% analizowanych prób rozpoznano przyrosty blade w 1991 roku (ryc. 7). Nie odnotowano spadku średniej temperatury powietrza dla okresu VI–VIII, a tym



Ryc. 7. Wpływ erupcji wulkanu Pinatubo na: a) przebieg chronologii (brązowa linia), b) temperaturę VI–VIII na stacji Zakopane 855 m n.p.m. (czerwona linia), c) występowanie negatywnych lat wskaźnikowych (niebieski słupek), d) występowanie bladej przyrostów (zielony słupek)

Fig. 7. Influence of Pinatubo eruption on: a) the chronology (brown line), b) the temperature VI–VIII at Zakopane station 855 m a.s.l. (red line), c) the occurrence of negative pointer years (blue bar), d) the occurrence of pale rings (green bar)

samym nie zauważono redukcji szerokości przyrostów rocznych w roku erupcji oraz w latach kolejnych, co może świadczyć o niewielkim wpływie tej erupcji na wzrost limb w badanym regionie.

Wnioski

- Zapis fluktuacji klimatu w limbach wywołanych erupcjami wulkanicznymi jest zależny od kilku czynników. Ilość materiału gazowego (SO_2 , H_2S) oraz pyłowego ma znaczący wpływ na intensywność promieniowania słonecznego, a tym samym na ilość ciepła docierającego do powierzchni Ziemi. Jego ograniczenie skutkuje obniżeniem temperatury powietrza, a w efekcie pogorszeniem warunków wzrostu drzew, co znajduje swój zapis w postaci anomalii drewna i/lub wąskich przyrostów. Pomimo skali aktywności wulkanów odległość między nimi a badanym terenem powoduje, że jedynie największe erupcje na tyle silnie wpływają na klimat, aby zapisać się w słojach drzew odległych od miejsca erupcji.
- Badania limb w Tatrach pokazują, że przyrosty blade są lepszym nośnikiem informacji o zmianach klimatu wywołanych erupcjami wulkanicznymi niż szerokość słojów.
- Erupcje stratowulkanów zlokalizowanych w niskich szerokościach geograficznych (erupcje tropikalne) oddziałują na klimat Tatr z co najmniej rocznym opóźnieniem. Efekty erupcji Tambory widoczne są w danych klimatycznych w postaci spadku temperatury w latach 1816–1817, kilkuletniej redukcji szerokości przyrostów rocznych oraz wystąpieniu przyrostów białych w roku erupcji i w latach kolejnych, lecz z mniejszą intensywnością. W przypadku erupcji Pinatubo przyrosty blade zidentyfikowano w 1991 roku, natomiast znaczącej redukcji szerokości przyrostów nie odnotowano. Erupcje wulkaniczne w wysokich szerokościach geograficznych oddziałują na klimat Tatr znacznie szybciej niż erupcje tropikalne. W 23% badanych limb już w roku erupcji Katmai zaznaczyły się blade przyrosty, natomiast w roku kolejnym wystąpiły zarówno blade (w ponad 80% prób), jak i wąskie przyrosty.
- Opóźnienie w zapisie zmian klimatu wywołanych erupcjami wulkanicznymi w limbach wiąże się z czasem ich zaistnienia w stosunku do okresu wegetacyjnego, a ściślej cyklu powstawania przyrostu rocznego. Jeśli erupcja nastąpiła przed okresem wegetacji, lub na samym jego początku, zdarzenie to zapisuje się w postaci zarówno białych i/lub wąskich przyrostów, natomiast erupcje, które miały miejsce w czasie trwania okresu wegetacji lub pod koniec, zapisują się w roku erupcji jedynie w postaci przyrostów białych. Taką reakcję w limbach tłumaczyłyby blade przyrosty w 1912 oraz 1991 roku, których drewno późne wykształcane było w gorszych warunkach termicznych zaistniałych na skutek erupcji.

Podziękowania

Badania zostały przeprowadzone dzięki pomocy i życzliwości pracowników Tatrzańskiego Parku Narodowego. Badania terenowe sfinansowano z Polsko-Szwajcarskiego Programu Badawczego FLORIST „Zagrożenie powodziowe na przedpolu Tatr” (Flood risk on the northern foothills of the Tatra Mountains) Nr PSPB-153/2010. Opracowanie powstało w ramach pracy licencjackiej Karoliny Janeckiej.

Literatura

- Bednarz Z. 1976. Wpływ klimatu na zmienność szerokości słoju rocznych limby (*Pinus cembra* L.) w Tatrach. *Acta Agraria et Silvestria*, Ser. Silvestris, 16: 3–33.
- Bednarz Z. 1982. Tatra Mountains. W: Hughes M.K., Kelly P.M., Pilcher J.R., La Marche Jr. V.C. (red.). *Climate from tree rings*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom: 137–141.
- Bednarz Z., Trepinska J. 1992. Climatic conditions of 1815 and 1816 from tree-ring analysis in the Tatra mountains. W: Harrington C.R. (red.). *The year without a summer in 1816*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, ON: 418–421.
- Biczuk T., Kaczka R.J. 2014. Klimatyczne uwarunkowania powstawania anomalii drewna wtórnego na przykładzie świerka pospolitego (*Picea abies* L. Karst) w Tatrach. *Studia i Materiały CEPL*, Rogów, 40 (3): 9–18.
- Briffa K.R., Jones P. D., Schweingruber F.H., Osborn T.J. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393.6684: 450–455.
- Büntgen U., Frank D.C., Kaczka R.J., Verstege A., Zwijacz-Kozica T., Esper J. 2007. Growth responses to climate in a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Tree Physiology*, 27 (5): 689–702.
- Cole-Dai J., Mosley-Thompson E., Dahe Q. 1999. Evidence of the 1991 Pinatubo volcanic eruption in South Polar snow. *Chinese science bulletin*, 44 (8): 756–760.
- Čejková A., Kolář T. 2009. Extreme radial growth reaction of Norway spruce along an altitudinal gradient in the Šumava Mountains. *Geochronometria*, 33 (1): 41–47.
- Cropper J.P. 1979. Tree-ring skeleton plotting by computer. *Tree -Ring Bulletin* 39.
- Esper J., Schneider L., Krusic P.J., Luterbacher J., Büntgen U., Timonen M., Sirocko F., Zorita E. 2013. European summer temperature response to annually dated volcanic eruptions over the past nine centuries. *Bulletin of volcanology*, 75 (7): 1–14.
- Filion L., Payette S., Gauthier L., Boutin Y. 1986. Light rings in subarctic conifers as a dendrochronological tool. *Quaternary Research*, 26 (2): 272–279.
- Gao C., Robock A., Ammann C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 113 (D23): 2156–2202.
- Guzik M. 2008. Analiza wpływu czynników naturalnych i antropogenicznych na kształtowanie się zasięgu lasu i kosodrzewiny w Tatrach. Praca Doktorska, Uniwersytet Rolniczy im. Hugona Kołłątaja, Wydział Leśny, Katedra Botaniki Leśnej i Ochrony Przyrody, Kraków.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. 2013. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3. 10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34: 623–642.
- Hildreth W., Fierstein J. 2012. Eruptive history of Mount Katmai, Alaska. *Geosphere*, 8 (6): 1527–1567.
- LaMarche V.C., Hirschboeck K.K. 1984. Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions. *Nature*, 307 (5947): 121–126.
- Lamb H.H. 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 266 (1178): 425–533.

- Mass C.F., Portman D.A. 1988. Major Volcanic Eruptions and Climate: A Critical Evaluation. *Journal of Climate*, 2 (6): 266–593.
- Oberhuber W. 2004. Influence of climate on radial growth of *Pinus cembra* within the alpine timberline ecotone. *Tree physiology*, 24 (3): 291–301.
- Oman L., Robock A., Stenchikov G., Schmidt G.A., Ruedy R. 2005. Climatic response to high-latitude volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, (1984–2012), 110 (D13): 2156–2202.
- Oppenheimer C. 2003. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in physical geography*, 27 (2): 230–259.
- Parker D.E., Wilson H., Jones P.D., Christy J.R., Folland C.K. 1996. The impact of Mount Pinatubo on world-wide temperatures 1991. *International Journal of Climatology*, 16 (5): 487–497.
- Popa I., Kern Z. 2009. Long-term summer temperature reconstruction inferred from tree-ring records from the Eastern Carpathians. *Climate Dynamics*, 32 (7–8): 1107–1117.
- Robock A., Mao J. 1992. Winter warming from large volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 19 (24): 2405–2408.
- Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38 (2): 191–219.
- Robock A. 2003. Introduction: Mount Pinatubo as a test of climate feedback mechanisms. *Geophysical Monograph Series*, 139: 1–8.
- Rolland C., Petitcolas V., Michalet R. 1998. Changes in radial tree growth for *Picea abies*, *Larix decidua*, *Pinus cembra* and *Pinus uncinata* near the alpine timberline since 1750. *Trees*, 13 (1): 40–53.
- Self S., Rampino M.R., Newton M.S., Wolff J.A. 1984. Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, 12 (11): 659–663.
- Sigl M., McConnell J.R., Layman L., Maselli O., McGwire K., Pasteris D., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Vinther B., Edwards R., Mulvaney R., Kipfstuhl S. 2013. A new bipolar ice core record of volcanism from WAIS Divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118 (3): 1151–1169.
- Speer J.H. 2010. *Fundamentals of Tree-Ring Research*. Tucson, University of Arizona Press.
- Schweingruber F.H. 1996. *The Rings and Environment Dendroecology*. Berne, Haupt.
- Tardif J.C., Girardin M.P., Conciatori F. 2011. Light rings as bioindicators of climate change in Interior North America. *Global and Planetary Change*, 79 (1): 134–144.
- Ward P.L. 2009. Sulfur dioxide initiates global climate change in four ways. *Thin solid films*, 517 (11): 3188–3203.
- Zielski A., Krapiec M. 2009. *Dendrochronologia*. Warszawa, PWN.

Karolina Janecka, Ryszard J. Kaczka
 Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi
 karolinaejanecka@gmail.com
 ryszard.kaczka@us.edu.pl