

## Diogeneza wulkanoklastów

Kazimierz Łydka\*

Skąły wulkanoklastyczne składają się z produktów mechanicznej dezintegracji materiałów wulkanicznych przebiegającej w różnych środowiskach. Do wulkanoklastów należą:

1) piroklasty, czyli produkty powstałe w wyniku eksplozywnych erupcji wulkanicznych,

2) epiklasty, pochodzące z suprakrustalnej erozji starszych lub współcześnie z procesami sedymentacyjnymi powstających skał wulkanicznych (Fairbridge & Bourgeois, 1978).

W obu typach wulkanoklastów, powstających w bardzo różnych warunkach, mogą występować: szkliwo wulkaniczne, krystaloklasty i litoklasty. Odróżnienie materiałów, które przeszły przez procesy wietrzenia i transport w warunkach suprakrustalnych, od materiałów piroklastycznych, powstałych w wyniku swobodnego opadania w atmosferze i sedymentacji na powierzchni Ziemi, jest w większości przypadków, zwłaszcza w odniesieniu do utworów ubiegłych okresów geologicznych, problematyczne. Uzasadnia to wprowadzenie i użytkowanie terminu „wulkanoklast”, nie zawierającego ściślejszego określenia genetycznego, a sygnalizującego jedynie ogólnie wulkaniczne pochodzenie materiału.

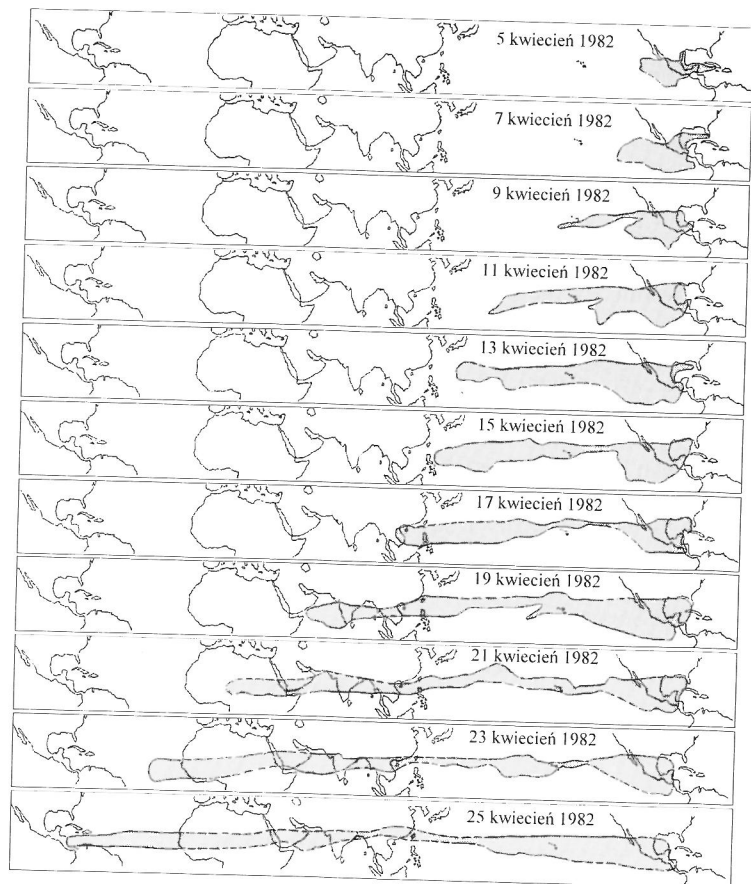
Wśród wulkanoklastów można niekiedy wyróżnić piroklasty, w powstaniu których nie zaznaczyły swojej działalności procesy wietrzenia i których transport zachodził w atmosferze jedynie pod wpływem eksplozji gazów wulkanicznych, i swobodnego opadania rozdrobnionego materiału na powierzchnię Ziemi, gdzie mógł on gromadzić się w różnych środowiskach. Materiał piroklastyczny, osadzony w środowisku wodnym lub w terenie o znacznych deniwelacjach, łatwo ulega redepozycji, przy czym może zachodzić w nim częściowy lub całkowity zanik cech charakterystycznych dla produktów eksplozywnych erupcji wulkanicznych. W warunkach redepozycyjnych mogą obok piroklastów występować w różnych proporcjach ziarna materiału epiklastycznego, zarówno pochodzenia wulkanicznego, jak i terygenicznego lub biogenicznego.

Materiały piroklastyczne, zależnie od intensywności wulkanicznej eksplozji, są wyrzucane na różną wysokość, co decyduje o rozprzestrzenianiu się ich na różnych, mniejszych i większych obszarach. Współczesne wulkaniczne erupcje piroklastów mogą być przedmiotem obserwacji przez stacjonarne satelity Ziemi. Erupcja wulkanu El Chichon (Meksyk) w 1982 r. wyrzuciła gazowo-popiołową chmurę na wysokość ponad 25 km. Obserwacje satelitarne pozwoliły na zarejestrowanie rozprzestrzeniania się tej chmury. Materiały wyrzucone do stratosfery rozchodziły się szybko w kierunku zachodnim (ryc. 1) i potrzebowały paru tygodni, aby okrążyć cały glob ziemski, a w niespełna rok pokryły pyłem półkulę północną i znaczną część południowej. Współ-

czesna technika satelitarna pozwala więc spojrzeć inaczej niż dawniej na interpretacje paleogeograficzne występowania produktów piroklastycznych, zachowanych wśród osadów ubiegłych okresów geologicznych (Vincent, 1989).

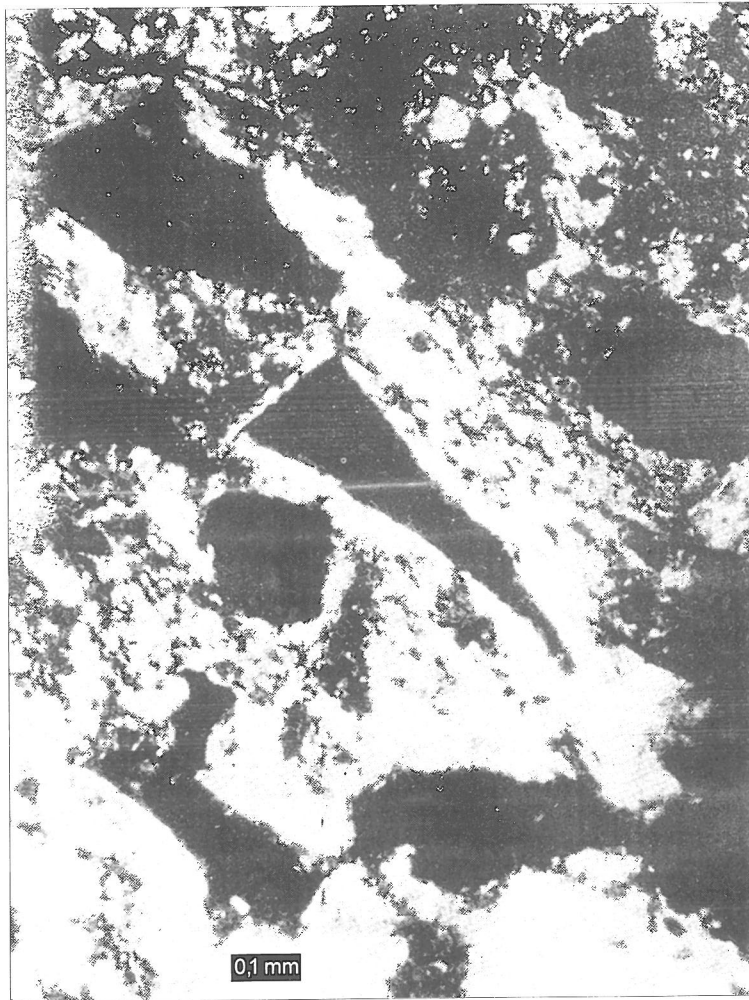
Wulkanoklasty są od dawna obiektem zainteresowań geologów, szczególnie jako wskaźniki w korelacjach litostratigraficznych. Wykorzystywane są też jako materiały będące nośnikami danych do oznaczenia wieku izotopowego formacji osadowych współczesnych procesom wulkanicznym lub do określania wieku formacji magmowych (wulkanicznych i plutonicznych) dostarczających materiału detrytycznego do basenu sedymentacyjnego.

Stan zachowania wulkanoklastów może być także wskaźnikiem sekwencji procesów wietrzenia i sedymentacji. Występowanie witropiroklastów ostrokrawędzistych z wklęsłymi ścianami, zbudowanych z mikrokrystalicznych minerałów z grupy smektytów (ryc. 2), pozwala na wnioskowanie, że wietrzenie wulkanoklastów i powstanie smektytów były procesami autochtonicznymi. Transport przeobrażonego witropiroklastu w środowisku wodnym doprowadziłby do jego dezintegracji i zaniku pierwotnych cech fizjograficznych.



Ryc. 1. Tempo przemieszczania się chmury gazowo-popiołowej w dniach od 4 kwietnia do 25 kwietnia 1982 r. wyrzuconej przez wulkan El Chichon w Meksyku

\*Zakład Petrografii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa,



Ryc. 2. Mikrofotografia tufu karbońskiego (Góry Świętokrzyskie). W środku fragment autochtonicznego wotropiroklastu wypełnionego autogenicznym smektytem. Światło spolaryzowane przy skrzyżowanych nikołach

W warunkach diagenetyzacji, wulkanoklasty szybko ulegają transformacjom, dzięki reaktywnym właściwościom swych głównych składników, niezależnie od warunków swego powstania, czyli od tego, czy są piroklastami czy epiklastami. Składniki takie jak: szkliwo wulkaniczne, zasadowe plagioklasy, oliwiny, pirokseny i biotyt, należą do najbardziej podatnych na procesy przebiegające w zmieniających się warunkach środowiska diagenetyzacji. Skład i rodzaj produktów przemian diagenetycznych są bardzo zmienne i zależne od struktury i składu wulkanoklastów oraz od fizykochemicznego charakteru środowiska, a także od wieku osadów (Dunoyer de Segonzac, 1968)

Tab. 1. Klasyfikacja wulkanoklastów (Łydka, 1985)

Wielkość ziarn w mm	Pochodzenie	
	piroklastyczne	epiklastyczne
64	brekcje i aglomeraty tufy lapillowe	brekcje, żwir i zlepienie
2	tufy grubopopiołowe	piaski i piaskowce
0,1	tufy drobnopopiołowe	muły i mułowce iły i ilowce

Zasadowe szkliwa o składzie zbliżonym do bazaltów, pospolite wśród wulkanoklastów różnej proveniencji, zarówno piroklastów, jak i klastów terygenicznych pochodzących z erozji starszych eruptywów w środowisku wodnym, przechodzą już w warunkach synsedymenacyjnej diagenetyzacji w brunatną substancję podobną do wosku, określaną jako palagonit. Palagonit jest substancją rentgenowo amorficzną. W warunkach płytkiego pograżenia, w początkowych stadiach diagenetyzacji traci znaczną część wody oraz część alkaliów, pierwiastków ziem alkalicznych, krzemu, a także często glinu. We wczesnych stadiach diagenetyzacji zmiany te prowadzą do powstawania w miejscu palagonitu minerałów grupy smektytu oraz zeolitów, takich jak fillipsyt i chabazyt, którym często towarzyszy opal. W najbardziej zaawansowanych stadiach w miejscu pierwotnych zeolitów powstają heulandyt i analcym, którym często towarzyszą węglany. W najgłębszych poziomach pograżenia, w stadiach określanych mianem katagenetyzacji i anchimetamorfozy powstają: laumontyt, pirofyllit, zoizyt, kwarc, albit i adular.

Przemiany diagenetyczne szkliwa wulkanicznego bogatego w krzemionkę są w znacznym stopniu uzależnione od warunków środowiska, w którym zachodzą. W środowisku alkalicznym, typowym dla suchego klimatu, w procesach synsedymenacyjnych kosztem szkliwa powstają smektyty i bogate w alkalia zeolity, takie jak klinoptylolit i fillipsyt. W środowiskach o dużym zasoleniu wcześniej utworzone zeolity ulegają transformacjom w paragenezę analcym i kwarc lub K-skaleń (często adular) i kwarc. W dalszych stadiach diagenetyzacji odpowiadających stadiom katagenetyzacji zamiast smektytów pojawiają się minerały mieszanopakietowe, przechodzące w strefie anchimetamorfizmu w paragenezę: tyszczyki, chloryty, zoizyt; często pojawia się albit.

Zasadowe plagioklasy i oliwiny w czasie diagenetyzacji zachowują się podobnie, jak szkliwa wulkaniczne o składzie zbliżonym do bazaltów. Kwaśne plagioklasy, pirokseny i biotyt tworzą w procesach diagenetyzacji podobne do tych, jakie powstają kosztem szkliw wulkanicznych bogatszych w krzem.

W konkluzji można powiedzieć, że wyniki badania wulkanoklastów dostarczają najbardziej wszechstronnych danych w celu poznania warunków powstawania i ewolucji formacji osadowych.

## Literatura

- DUNOYER de SEGONZAC G. 1968 — Earth Sc. Rev., 4: 153–201.  
 FAIRBRIDGE R.W. & BOURGEOIS J. 1978 — The Encyclopedia of Sedimentology. Dowden, Hutchinson Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.  
 ŁYDKA K. 1985 — Petrologia skał osadowych. Wyd. Geol.  
 VINCENT P. (red.) 1984 — Les volcans. Bibliothèque pour la Science. Paris.