

---

# Inżynieria Bezpieczeństwa Obiektów Antropogenicznych

---

## PROGNOZOWANIE PROCESÓW FRONTOGENEZY I FRONTOLIZY METODĄ Q-WEKTORÓW Z ZASTOSOWANIEM PRZETWARZANIA RÓWNOLEGŁEGO

Dariusz CHAŁADYNIAK, Janusz JASIŃSKI, Sławomir PIETREK, Ireneusz WINNICKI  
Wojskowa Akademia Techniczna, Warszawa

---

### Streszczenie

Artykuł przedstawia autorską metodykę prognozowania procesów frontogenezy i frontolizy metodą Q-wektorów. Do jej realizacji wykorzystano zdjęcia satelitarne i dane numeryczne oraz zastosowano ideę przetwarzania równoległego. Metoda Q-wektorów służy do wyznaczania obszarów występowania prądów pionowych, określania ich kierunku i intensywności. Obszary Q-wektorów wskazują miejsca zbieżności i rozbieżności pola przepływu atmosfery, a tym samym wyznaczają rejony występowania prądów wstępujących i zstępujących. Obliczona na podstawie metody Q-wektorów funkcja frontogenetyczna wyznacza obszary frontogenezy i frontolizy. Przetwarzanie danych numerycznych wymaga zastosowania wydajnych systemów obliczeniowych. Zwiększanie wydajności współczesnych komputerów poprzez podwyższanie częstotliwości ich zegarów wewnętrznych w zasadzie dobiega końca. Właściwym kierunkiem rozwoju wydaje się być budowa komputerów o strukturach równoległych.

**Słowa kluczowe:** frontogeneza, frontoliza.

---

### Abstract

The paper presents an original methodology of forecasting the frontogenesis and frontolysis processes by means of the Q-vectors method. The method became a base of vertical movements computation (including direction and intensity). The areas of Q-vectors point the areas of atmospheric flow convergence and divergence, thereby determining the appearance of regions of ascending and descending air movements. The calculated frontogenetic function determines areas of frontogenesis and frontolysis. Data processing requires the use of high performance computing. Improving the performance of modern computers by increasing the frequency of their internal clocks is basically coming to an end. Building computers with parallel structures seems to be the right direction of development.

**Key words:** frontogenesis, frontolysis.

---

### Wstęp

Pole prędkości pionowej jest jedną z najważniejszych zmiennych w atmosferze. Wiele zjawisk pogodowych jest wywołanych wznoszeniem lub opadaniem powietrza. Ruch pionowy odgrywa istotną rolę w rozwoju i ewolucji układów barycznych, stref frontowych, formowaniu zachmurzenia i związanych z nim opadów atmosferycznych. Stanowi on ważny element analizy i prognozy dynamiki układów barycznych. W procesach skali synoptycznej pionowa składowa pola prędkości jest rzędu kilku centymetrów na sekundę. Standardowe pomiary meteorologiczne są wykonywane z dokładnością do  $1 \text{ ms}^{-1}$ . W związku z tym, prędkość pionową trudno jest mierzyć w

sposób bezpośredni. Wyznacza się ją pośrednio na podstawie tych pól, które są regularnie mierzone.

## 1. Q-WEKTORY

Teorię Q-wektorów przedstawimy przy założeniu, że funkcja  $\beta = df / dy = 0$ . Przybliżenie to powszechnie nosi nazwę przybliżenia na  $f$  - płaszczyźnie ( $f = \text{const.}$ ).

Prognostyczne równania w przybliżeniu quasi-geostroficznym na  $f$  - płaszczyźnie przyjmują następującą prostą postać:

$$\frac{D_g u_g}{Dt} - f_0 v_a = 0 \quad (1.1)$$

$$\frac{D_g v_g}{Dt} + f_0 u_a = 0 \quad (1.2)$$

$$\frac{D_g T}{Dt} - S_p \omega = 0 \quad (1.3)$$

gdzie:  $S_p = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ .

Uzupełnimy je relacjami opisującymi wiatr termiczny:

$$p \frac{\partial u_g}{\partial p} = \frac{R}{f_0} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (1.4)$$

$$p \frac{\partial v_g}{\partial p} = -\frac{R}{f_0} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1.5)$$

W celu wyeliminowania z równań (1.1) i (1.3) lokalnych pochodnych względem czasu  $\frac{\partial u_g}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial v_g}{\partial t}$  wykonamy następujące przekształcenia:

$$p \frac{\partial}{\partial p} (1.1) - \frac{R}{f_0} \frac{\partial}{\partial y} (1.3)$$

Ich wynikiem jest wyrażenie:

$$p \frac{\partial}{\partial p} \left[ \frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} - f_0 v_a \right] - \frac{R}{f_0} \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} - S_p \omega \right] = 0$$

Różniczkując i następnie grupując odpowiednie wyrazy otrzymamy:

$$\begin{aligned} \frac{RS_p}{f_0} \frac{\partial \omega}{\partial y} - f_0 p \frac{\partial v_a}{\partial p} = & - \left( \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \right) \left( p \frac{\partial u_g}{\partial p} - \frac{R}{f_0} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \\ & - p \left[ \frac{\partial u_g}{\partial p} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial p} \frac{\partial u_g}{\partial y} \right] + \frac{R}{f_0} \left[ \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right] \end{aligned}$$

Biorąc pod uwagę wyrażenia na wiatr termiczny (1.4) i (1.5) widzimy, że

$$-p \left[ \frac{\partial u_g}{\partial p} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial p} \frac{\partial u_g}{\partial y} \right] = -\frac{R}{f_0} \left[ \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right]$$

Wykorzystując tę tożsamość oraz fakt, że przepływ geostroficzny jest bezdywergentny

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0$$

dochodzimy do zależności:

$$\sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} - f_0^2 \frac{\partial v_a}{\partial p} = -2Q_2 \quad (1.6)$$

gdzie:

$$Q_2 \equiv -\frac{R}{p} \left[ \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right] = -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \quad (1.7)$$

W następnej kolejności wykonamy przekształcenie,

$$p \frac{\partial}{\partial p} (1.2) + \frac{R}{f_0} \frac{\partial}{\partial x} (1.3)$$

w którym wykorzystamy zależność (1.5). W rezultacie otrzymamy:

$$\sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} - f_0^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} = -2Q_1 \quad (1.8)$$

gdzie:

$$Q_1 \equiv -\frac{R}{p} \left[ \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \right] = -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T \quad (1.9)$$

Jeśli teraz wyrażenia (1.6) i (1.8) zróżniczkujemy w następujący sposób:

$$\partial (1.8) / \partial x + \partial (1.6) / \partial y$$

a następnie w celu wyeliminowania składowej ageostroficznej wiatru wykorzystamy

równanie ciągłości  $\nabla \cdot \mathbf{V}_a + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$ , to otrzymamy wyrażenie na równanie omega

w formie **Q**-wektorowej:

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (1.10)$$

gdzie:

$$\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2) = \left( -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (1.11)$$

Na podstawie równania (1.10) możemy stwierdzić, że na  $f$  - płaszczyźnie ruchy pionowe są wymuszane tylko przez dywergencję  $\mathbf{Q}$ -wektorów. W przeciwieństwie do klasycznej postaci równania omega forma  $\mathbf{Q}$ -wektorowa nie zawiera wymuszeń, które mogą się częściowo znosić. Wymuszenia  $\mathcal{O}$  w tym przybliżeniu są reprezentowane przez  $\mathbf{Q}$ -wektory. Lewa strona równania (1.10) jest proporcjonalna do prędkości pionowej  $W$ . A więc obszary, w obrębie których występuje konwergencja  $\mathbf{Q}$ -wektorów odpowiadają ruchom wstępującym (wznoszącym), a w których występuje dywergencja  $\mathbf{Q}$ -wektorów – ruchom zstępującym (opadającym).

$\mathbf{Q}$ -wektor może być zinterpretowany fizycznie na drodze analizy szczególnego przypadku ruchu baroklinowego, który jest w pełni geostroficzny, a więc, w którym nie występuje pionowa składowa  $W$  pola prędkości. Wówczas równanie (1.3) zapiszemy:

$$\frac{D_g T}{Dt} = \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) T = 0 \quad (1.12)$$

ostatecznie

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) T = \left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T \quad (1.13)$$

Z powyższych przekształceń wynika, że:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{Q_1 p}{R} \quad (1.14)$$

oraz

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{Q_2 p}{R} \quad (1.15)$$

Ostatnie dwa równania przedstawimy w formie wektorowej:

$$\frac{D_g}{Dt} \left( \frac{R}{p} \nabla T \right) = \mathbf{Q} \quad (1.16)$$

Widzimy więc, że  $\mathbf{Q}$ -wektor jest proporcjonalny do wielkości horyzontalnych zmian gradientu temperatury traktowanego jako wymuszenie w ruchu geostroficznym. Można wykazać (np. uwzględniając równania (1.4) i (1.5)), że zmiany pionowego uskoku wiatru geostroficznego spowodowane adwekcją geostroficzną są następujące:

$$\frac{D_g}{Dt} \left( f_0 \frac{\partial u_g}{\partial p} \right) = -Q_2 \quad \frac{D_g}{Dt} \left( f_0 \frac{\partial v_g}{\partial p} \right) = +Q_1 \quad (1.17)$$

Porównując (1.17) ze składowymi wektora (1.16) widzimy, że klasyczny przepływ geostroficzny prowadzi do zaburzenia wiatru termicznego, ponieważ wymuszenia pochodzące od pionowego uskoku wiatru geostroficznego i horyzontalnego gradientu temperatury są równe, ale mają przeciwne znaki. Tylko w obecności składowych wiatru

ageostroficznego i dzięki ich wpływowi na ruchy pionowe, może być podtrzymywana równowaga wiatru termicznego.

Pomimo tego, że relacje w równaniu (1.16) przedstawiają jasną fizyczną interpretację  $\mathbf{Q}$ -wektora, to w praktyce nie jest łatwe ich wykorzystanie do określenia kierunku i wartości tego wektora w danym punkcie mapy synoptycznej. Można ten problem rozwiązać na drodze uproszczonego zapisu. Jeśli analizowany przepływ opisujemy w układzie kartezjańskim, w którym oś  $x$  jest równoległa do lokalnych izoterm, a przepływ jest zwrócony w taki sposób, że na lewo znajduje się powietrze chłodne, a na prawo ciepłe, to równanie (1.11) zapiszemy:

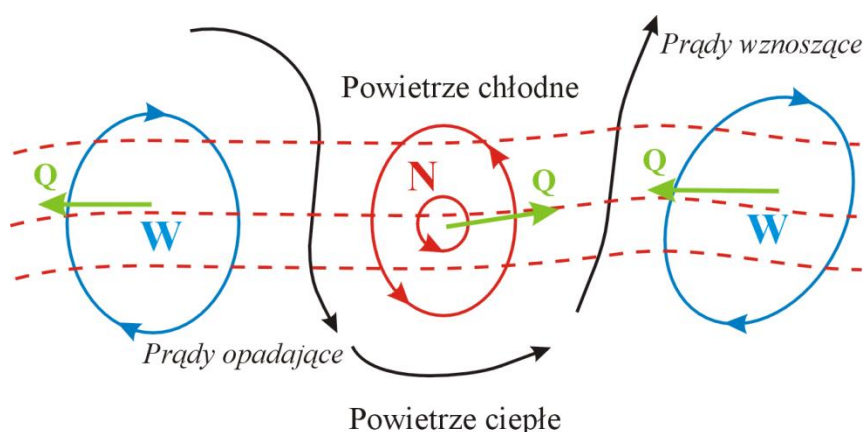
$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right) \left( \frac{\partial v_g}{\partial x} \mathbf{i} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \mathbf{j} \right) \quad (1.18)$$

Wykorzystaliśmy tu tożsamość  $\partial u_g / \partial x = -\partial v_g / \partial y$ . Uwzględniając własności iloczynu wektorowego równanie to zapiszemy:

$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| \left( \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \right) \quad (1.19)$$

W ten sposób widzimy, że  $\mathbf{Q}$ -wektor może być wyznaczony jako iloczyn zmian wektora prędkości geostroficznej  $\mathbf{V}_g$  wzdłuż izoterm (z powietrzem chłodnym po lewej stronie) i wartości  $|\partial T / \partial y|$ .  $\mathbf{Q}$ -wektory, a więc i siły wymuszające ruchy pionowe w atmosferze, mogą być obliczone na podstawie równania (1.19).

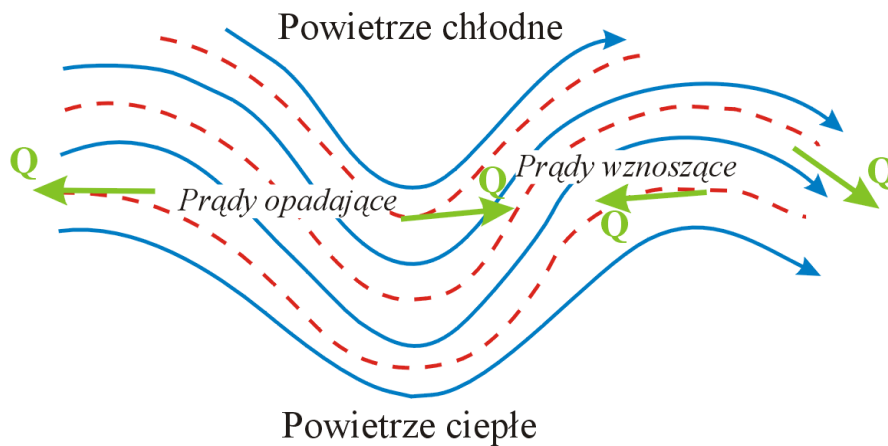
Danymi do analiz są pola pomiarowe geopotencjału  $\Phi$  i temperatury  $T$  z jednej (tej samej) powierzchni izobarycznej. Można je otrzymać z depesz GRID. Na kilku poniższych rysunkach przedstawiono przykłady, w których temperatura powietrza maleje w stronę bieguna północnego.



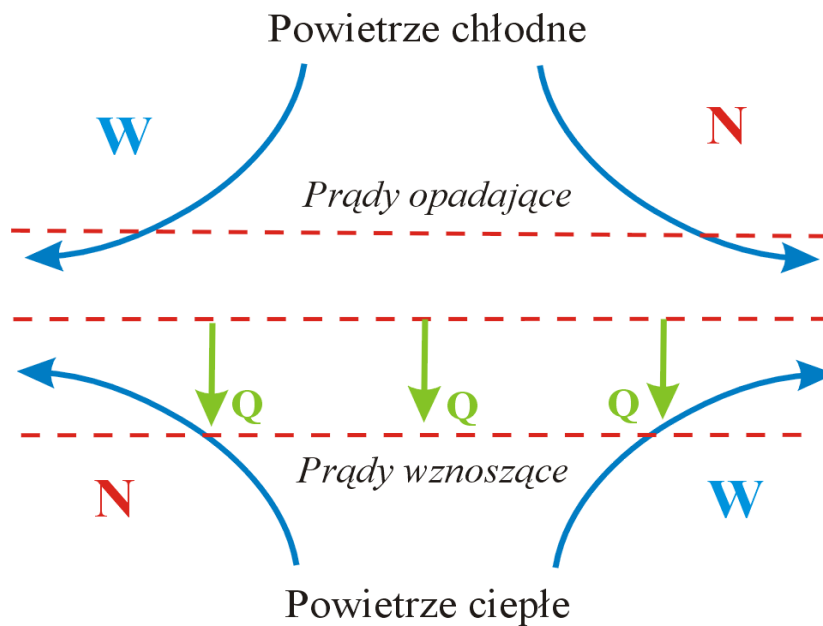
Rys. 1.1. Rozkład  $\mathbf{Q}$ -wektorów (zielone strzałki) w przypadku modelowego pola geopotencjału (izolinie ciągłe) i temperatury (izolinie przerywane).  
W – antycyklon, N – cyklon

Rysunek 1.1 przedstawia modelowe pole geopotencjału z układami barycznymi (antycyklony i cyklon) w lekko zaburzonego zachodnim wietrze termicznym. W pobliżu centrum niżu zmiana wiatru geostroficznego na wiatr wiejący na wschód wzdłuż izoterm odbywa się z północy na południe przez obszar chłodnego powietrza zgodnie

z kierunkiem cyrkulacji w cyklonie. Wyraz  $\nabla \cdot \mathbf{Q}$  opisuje więc prądy opadające w obszarze adwekcji powietrza chłodnego po zachodniej stronie zatoki oraz prądy wznoszące w obszarze adwekcji powietrza ciepłego po wschodniej stronie zatoki. Układ górnej zatoki i klina wysokiego ciśnienia pokazany na rysunku 1.2 wskazuje, że w tym przypadku nie występuje adwekcja temperatury, ponieważ izotermi i izohipsy są względem siebie równoległe. W poprzek linii zatoki niskiego ciśnienia kierunek  $\mathbf{Q}$ -wektora jest zachodni, ponieważ kierunek wiatru zmienia się północnego zachodu na południowy zachód wzdłuż izotermi. Natomiast w poprzek linii klina wysokiego ciśnienia odpowiednie zmiany wiatru są odwrócone, a kierunek  $\mathbf{Q}$ -wektora jest wschodni. Z powyższych zależności wnioskujemy, że prądy wstępujące występują w dół strumienia powietrza od zatoki, a prądy zstępujące lokalizują się w dole strumienia od klina, zgodnie z uzasadnieniem opartym na adwekcji wirowości.



Rys. 1.2. Modelowy przypadek wzajemnego układu izohips (linie ciągłe) i izoterm (linie przerywane) na górnych poziomach atmosfery dla układu zatok niskiego ciśnienia i klinów wysokiego ciśnienia. Zielone strzałki oznaczają rozkład  $\mathbf{Q}$ -wektorów

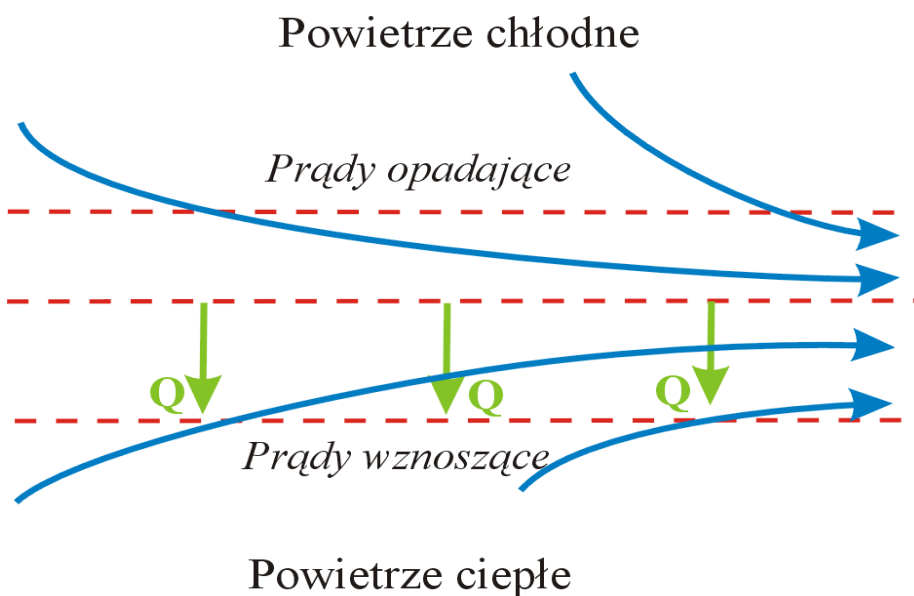


Rys. 1.3. Modelowy przypadek procesu frontogenezy w przepływie zbieżnym. Linie ciągłe przedstawiają izobary, a linie przerywane izotermi. Rozkład  $\mathbf{Q}$ -wektorów jest przedstawiony za pomocą zielonych strzałek

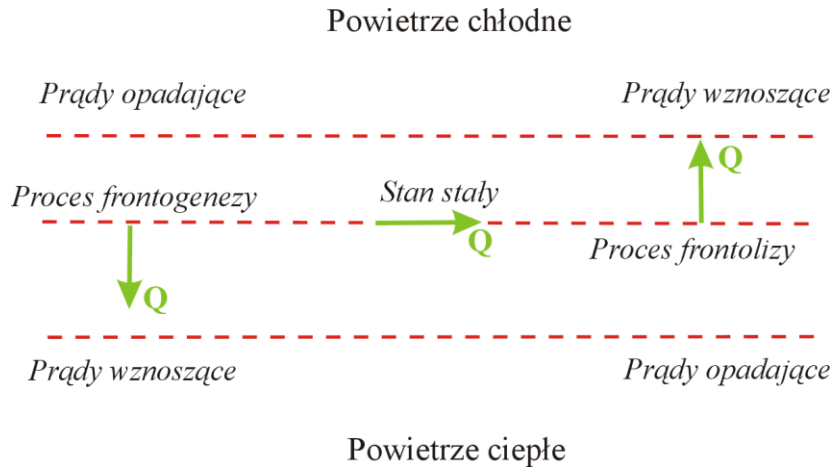
Modelowy przypadek procesu frontogenezy w strefie spływu, odpowiadającej obszarowi początku prądu strumieniowego w górnych warstwach atmosfery pokazano na rysunkach 1.3 i 1.4.

**Q**-wektory skierowane są w poprzek izoterm w stronę powietrza ciepłego, w którym występuje wznoszenie powietrza, podczas gdy powietrze chłodniejsze opada. Taka sytuacja jest zgodna z tradycyjnymi obserwacjami względnych ruchów pionowych mas powietrza na froncie. Ważnym spostrzeżeniem jest tutaj to, że to raczej wymuszenie frontogenetyczne, a nie samo występowanie frontu, daje taki układ prądów pionowych. Różne części strefy baroklinowej mogą mieć różne formy wymuszenia frontogenetycznego lub frontolitycznego.

Na rysunku 1.5 obszar po lewej stronie pokazuje taką samą orientację izoterm i **Q**-wektorów, jak na rysunku 1.3, co może prowadzić do rozwoju intensywnej powierzchni frontowej. Z kolei obszar na rysunku 1.5 po prawej stronie pokazuje zupełnie coś odmiennego, co miałyby miejsce, gdyby położenia wyżów i niżów na rysunku 1.3 zostały zamienione. **Q**-wektory są teraz skierowane w stronę powietrza chłodnego, co wskazuje na proces frontolizy. Pomiedzy opisanymi obszarami istnieje strefa, w której **Q**-wektory i izotermy są równoległe. W tym przypadku strefa baroklinowa nie jest aktywna, a prądy pionowe są mało intensywne. W takich obszarach mamy do czynienia ze stabilnym stanem atmosfery.



Rys. 1.4. Orientacja **Q**-wektorów (zielone strzałki) w przepływie zbieżnym. Linie przerywane przedstawiają izotermy



Rys. 1.5. Modelowy przypadek strefy baroklinowej przedstawiającej obszary frontogenezy, frontolizy i stanu obojętnego. Linie przerywane oznaczają izotermę, a zielone strzałki orientację  $Q$ -wektorów

## 2. ZWIĄZEK $Q$ -WEKTORÓW ZE SKALARNĄ FUNKCJĄ FRONTOGENETYCZNĄ $F_g$

Do badania niestabilności atmosferycznych, np. frontogenezy i frontolizy powszechnie wykorzystuje się funkcję frontogenetyczną. Jest to funkcja dodatnio określona, a więc nieujemna dla dowolnych argumentów, ze zmieniającym się znakiem pochodnej względem czasu. Jest to przykład tzw. funkcji Lapunowa, którą wykorzystuje się w badaniach niestabilności wielu procesów, w tym również atmosferycznych.

Poniższe wyprowadzenia dotyczą funkcji frontogenetycznej  $F_g$  dla płaskiego, adiabatycznego przepływu geostroficznego.

$$F_g = \frac{D_g}{Dt} |\nabla \theta| = \frac{\partial |\nabla \theta|}{\partial t} + u_g \frac{\partial |\nabla \theta|}{\partial x} + v_g \frac{\partial |\nabla \theta|}{\partial y}, \quad |\nabla \theta| = \sqrt{(\partial \theta / \partial x)^2 + (\partial \theta / \partial y)^2} \quad (2.1)$$

gdzie:  $D_g |\nabla \theta| / Dt$  - pochodna substancjalna modułu gradientu temperatury potencjalnej.

Zgodnie ze wzorem (2.1) funkcja  $F_g$  jest miarą zmiany modułu gradientu temperatury potencjalnej indywidualnej cząsteczki powietrza uczestniczącej w przepływie geostroficznym.

Zależność (2.1) można przedstawić w następującej postaci:

$$F_g = \frac{\partial \theta / \partial x}{|\nabla \theta|} \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x \partial x} + u_g \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + v_g \frac{\partial^2 \theta}{\partial x \partial y} \right) + \frac{\partial \theta / \partial y}{|\nabla \theta|} \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x \partial y} + u_g \frac{\partial^2 \theta}{\partial x \partial y} + v_g \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \right) =$$

$$= \frac{\partial \theta / \partial x}{|\nabla \theta|} \left( \frac{\partial D_g \theta}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta / \partial y}{|\nabla \theta|} \left( \frac{\partial D_g \theta}{\partial y} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (2.2)$$

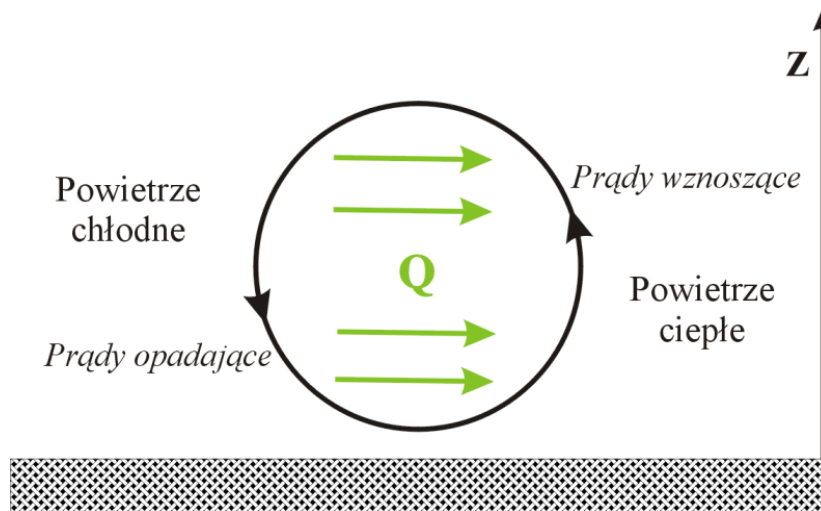
Z wyrażenia (2.2) wynika, że efekty frontogenetyczne wywołane są procesami nieadiabatycznymi,  $D_g \theta / Dt \neq 0$ , oraz poziomą adwekcją niejednorodnego pola wiatru.



W rozpatrywanym przypadku nie uwzględnia się procesów nieadiabatycznych. Zakłada się, że  $D_g \theta / Dt = 0$ . Oznacza to, że efekty frontogenetyczne związane są tylko z polami gradientów temperatury potencjalnej i prędkości przepływu geostroficznego. Wykorzystując zależności (1.17) na składowe  $\mathbf{Q}$ -wektora funkcję frontogenetyczną  $F_g$  można przedstawić w następującej postaci:

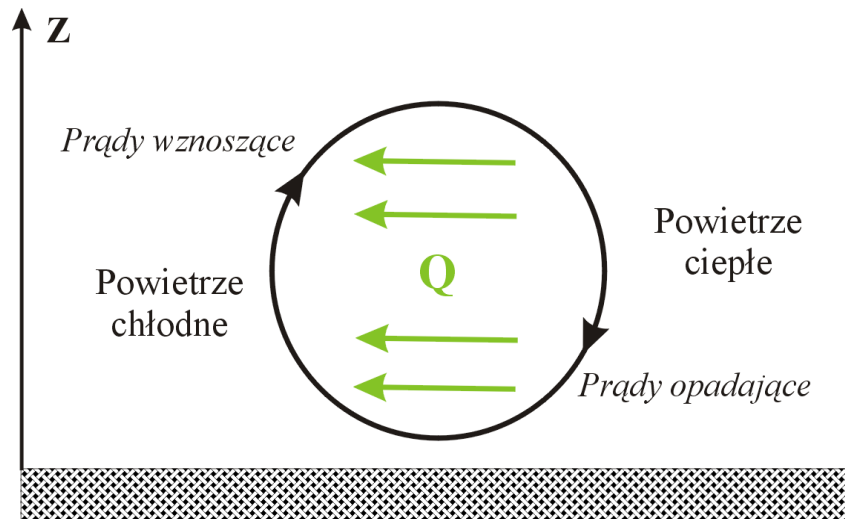
$$F_g = \frac{D_g}{Dt} |\nabla \theta| = \frac{\theta_0}{g \sqrt{(\partial/\partial x)^2 + (\partial/\partial y)^2}} \cdot (Q_1 \cdot \partial/\partial x + Q_2 \cdot \partial/\partial y) = \frac{\theta_0}{g} \frac{\nabla \theta \cdot \mathbf{Q}}{|\nabla \theta|} \quad (2.3)$$

Funkcja frontogenetyczna określa rejony powstawania nowych stref frontowych (frontogeneza) w obszarach, gdzie istnieje tendencja do zagęszczania się izoterm, czyli zwiększenia horyzontalnego gradientu temperatury oraz zanikania starych stref frontowych w przypadku odwrotnym (frontoliza). Na kolejnych dwóch rysunkach pokazano modelowe przypadki procesów frontogenezy (rys. 2.1) oraz frontolizy (rys. 2.2).



Rys. 2.1. Dwuwymiarowy modelowy przypadek procesu frontogenezy (zielone strzałki oznaczają  $\mathbf{Q}$ -wektory)

Rysunek 2.1 przedstawia modelowy przypadek procesu frontogenezy, w którym wielkoskalowe pole geostroficzne dąży do zwiększenia gradientu temperatury powietrza. Występująca cyrkulacja w poprzek strefy frontu atmosferycznego odpowiada wirowi termicznemu z ciepłym powietrzem wznoszącym się oraz z powietrzem chłodnym opadającym. Wyraźnie zaznacza się przepływ geostroficzny na niższym poziomie atmosfery w kierunku ciepłej masy powietrza. W omawianym przypadku  $\mathbf{Q}$ -wektory skierowane są od chłodnej do ciepłej masy powietrza.



Rys. 2.2. Dwuwymiarowy modelowy przypadek procesu frontolizy (zielone strzałki oznaczają  $Q$ -wektory)

W przypadku procesu frontolizy (rys. 2.2) wielkoskalowe pole geostroficzne dąży do zmniejszenia gradientu temperatury powietrza. Wyznaczone  $Q$ -wektory skierowane są od cieplej do chłodnej masy powietrza. Występująca cyrkulacja w poprzek strefy frontu atmosferycznego odpowiada wirowi termicznemu z chłodnym powietrzem wznoszącym się i ciepłym opadającym.

### 3. IDEA PRZETWARZANIA RÓWNOLEGŁEGO

Założmy, że w systemie obliczeniowym, złożonym z  $N$  procesorów, wykonywana jest operacja sumowania  $n$  liczb. Niech  $n=N=16$ , a argumenty zostaną rozłożone pomiędzy procesorami w taki sposób, że każdy z nich powiązany zostanie z niezależnym procesorem. Wtedy sekwencja obliczenia sumy ma postać jak na rysunku 3.1.

Rozpatrywana operacja wykonywana jest w czterech krokach, z których każdy włącza w siebie operację przesłania danych (operacja komunikacyjna) i operację sumowania pary liczb (operacja arytmetyczna). Tak więc sumowanie 32 liczb zakończone będzie po pięciu krokach, a dla sumowania  $n$  liczb konieczne jest wykonanie  $\log n$  kroków [5].

W jednoprocessorowym, sekwencyjnym systemie obliczeniowym rozpatrywana operacja sumowania zostanie wykonana w  $n-1$  krokach; w każdym z nich ma miejsce tylko jedna operacja obliczeniowa (sumowanie). Niech czas wykonania operacji komunikacyjnej  $t_c$  będzie równy czasowi wykonania operacji obliczeniowej  $t_b$  ( $t_c = t_b = t$ ), wtedy sumaryczny czas przetwarzania zadania  $T_s$  w sekwencyjnym systemie obliczeniowym będzie równy:

$$T_s = (n-1)t \quad (3.1)$$

a czas  $T_p$  jego wykonania w równoległym systemie obliczeniowym będzie wynosić odpowiednio:

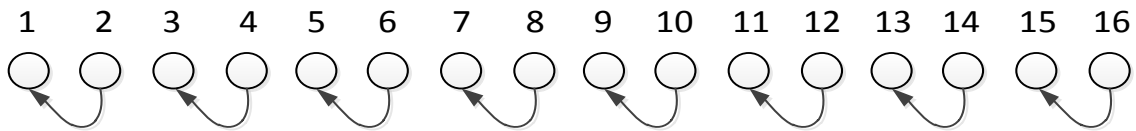
$$T_p = 2t \log_2 n \quad (3.2)$$

Założmy, że przyspieszenie  $S^+$ , będące rezultatem metod przetwarzania równoległego, będzie stosunkiem czasu niezbędnego do realizacji operacji w systemie sekwencyjnym do czasu wykonania jej w systemie równoległym. Wtedy  $S^+$  można określić za pomocą wyrażenia [5]:

$$S^+ = \frac{(n-1)}{2t \log_2 n} = \frac{(n-1)}{2 \log_2 N} \approx \frac{n}{2 \log_2 N} \quad (3.3)$$

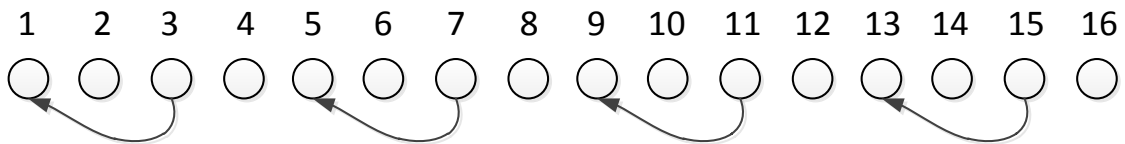
Pozycja wyjściowa i pierwsza operacja komunikacyjna

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16



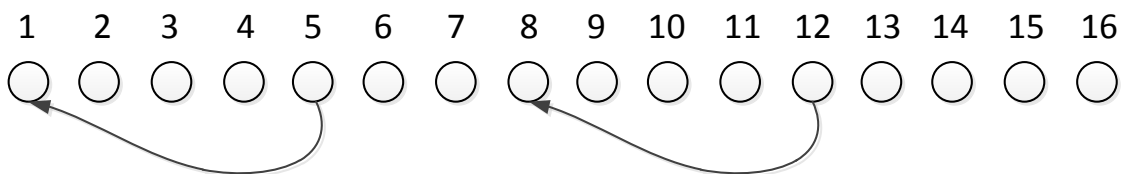
Pierwsza operacja obliczeniowa i druga operacja komunikacyjna

2	4	6	8	10	12	14	16
1	3	5	7	9	11	13	15



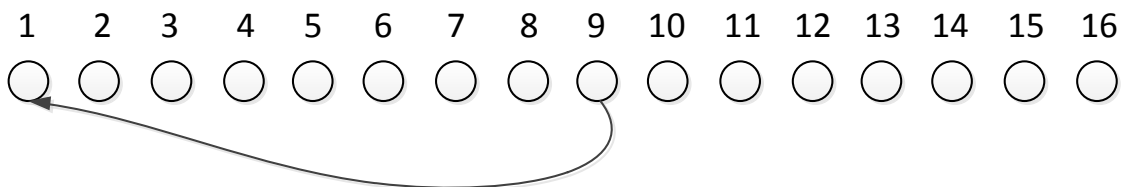
Druga operacja obliczeniowa i trzecia operacja komunikacyjna

4	8	12	16
1	5	9	13



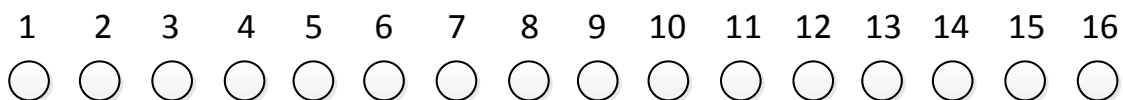
Trzecia operacja obliczeniowa i czwarta operacja komunikacyjna

8	16
1	9



Czwarta operacja obliczeniowa

16
1



Rys.3.1. Operacja równoległego sumowania liczb [5].

#### **4. PRZYKŁADY ZASTOSOWANIA METOD PRZETWARZANIA RÓWNOLEGŁEGO DANYCH METEOROLOGICZNYCH DO OPRACOWANIA PROGNOZY PROCESÓW FRONTOGENEZY I FRONTOLIZY**

Diagnoza procesów frontogenezy i frontolizy polegała na wyznaczeniu stref z odpowiednimi wartościami funkcji frontogenetycznej i dywergencji  $\mathbf{Q}$ -wektorów oraz analizie już istniejących frontów lub warunków sprzyjających ich powstawaniu. Natomiast prognozowanie procesów frontogenezy i frontolizy polega na zastosowaniu wartości funkcji frontogenetycznej i dywergencji  $\mathbf{Q}$ -wektorów obliczonych w oparciu o prognostyczne mapy pól wybranych elementów meteorologicznych otrzymywanych z depeż GRID.

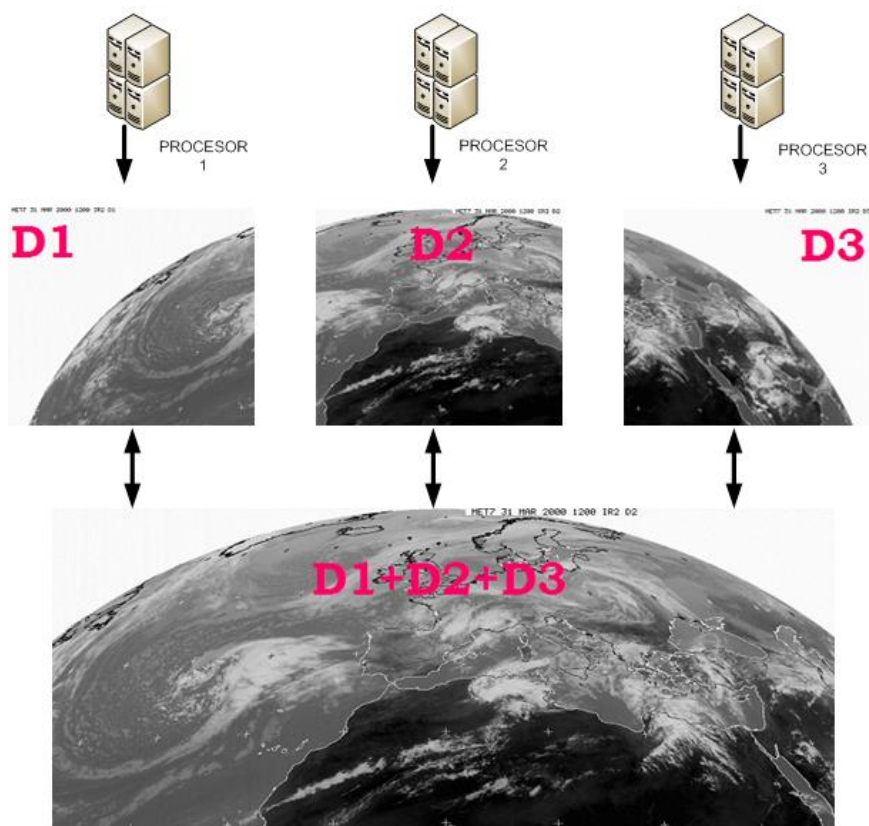
Obliczone wartości powyższych wielkości fizycznych wykorzystano do wyznaczania obszarów frontogenezy i frontolizy, a następnie porównano je z odpowiednimi zdjęciami satelitarnymi systemów zachmurzenia.

Wynikiem przeprowadzonych badań nad diagnozowaniem oraz prognozowaniem procesów frontogenezy i frontolizy z wykorzystaniem metod teledetekcyjnych i numerycznych jest poniższa metodyka.

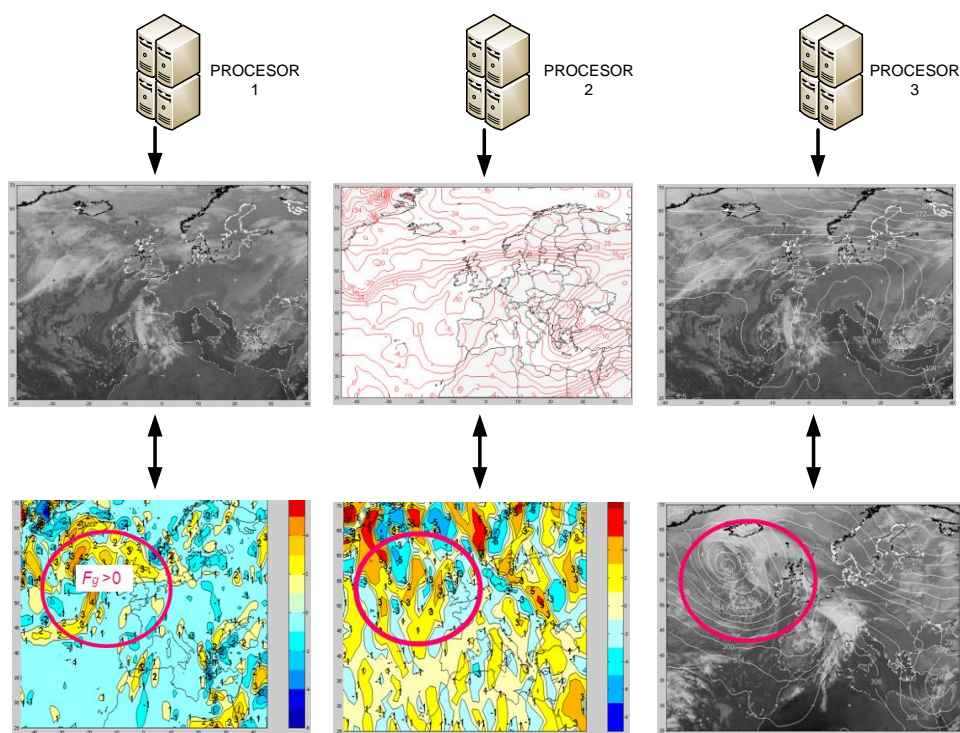
Można ją sprowadzić do wykonania następujących etapów [3]:

1. Pozyskiwanie, archiwizowanie i analiza zdjęć satelitarnych systemów zachmurzenia dostępnych w dowolnych kanałach spektralnych i w różnych obszarach (D1, D2, D3).
2. Rozkodowanie danych numerycznych z depeż GRID, które zawierają informacje o polach elementów meteorologicznych (geopotencjał, temperatura powietrza, wilgotność względna, kierunek i prędkość wiatru) odniesionych do równomiernej, kątowej siatki geograficznej.
3. Sprowadzenie do wspólnego układu kartograficznego informacji zawartych na zdjęciach satelitarnych i w danych GRID w celu jednoczesnej analizy danych teledetekcyjnych i numerycznych.
4. Naniesienie informacji o polach elementów meteorologicznych (z depeż GRID) na zdjęcia satelitarne.
5. Wyznaczenie wartości funkcji frontogenetycznej i dywergencji  $\mathbf{Q}$ -wektorów w polach wybranych elementów meteorologicznych, w polach wielkości gradientowych oraz na zdjęciach satelitarnych.
6. Analiza wartości funkcji frontogenetycznej i dywergencji  $\mathbf{Q}$ -wektorów w polach geopotencjału, temperatury powietrza, wilgotności względnej, kierunku i prędkości wiatru oraz w polach adwekcji temperatury powietrza, wirowości względnej i na zdjęciach satelitarnych.
7. Wyznaczenie obszarów frontogenezy (z dodatnimi wartościami funkcji frontogenetycznej i dywergencji  $\mathbf{Q}$ -wektorów) i frontolizy (z ujemnymi wartościami tych wielkości fizycznych) oraz prognozowanie powstawania, rozwoju oraz zaniku frontów atmosferycznych.
8. Weryfikacja zaprognozowanych obszarów frontogenezy i frontolizy za pomocą analizy zachmurzenia na zdjęciach satelitarnych.

W procesie praktycznej realizacji powyższej metodyki wyznaczania obszarów frontogenezy i frontolizy można wykorzystać właściwości przetwarzania równoległego do szybszej i skuteczniejszej analizy i prognozy stref nieciągłości.



Rys. 4.1. Połączenie trzech zdjęć satelitarnych z obszarów D1, D2 i D3



Rys. 4.2. Zrównoleglona analiza danych teledetekcyjnych i numerycznych

## 5. PODSUMOWANIE

Analiza materiału badawczego pokazała, że prognozowanie procesów frontogenezy i frontolizy jest tym skuteczniejsze, im więcej zostanie uwzględnionych elementów meteorologicznych oraz im szybciej zostaną one odpowiednio przetworzone. Z uwagi na ogromną ilość procesów i zjawisk występujących w atmosferze należy zastosować wszystkie dostępne mechanizmy zwiększające wykonywanie skomplikowanych obliczeń matematycznych. Zaproponowana metodyka wymaga ciągłej modyfikacji i uwzględniania nowych dostępnych źródeł informacji i metod ich przetwarzania. Szczególnie istotnego znaczenia nabiera możliwość wykorzystania metod przetwarzania równoległego w rozproszonych sieciach teleinformatycznych. O skuteczności prognozowania procesów kształtujących pogodę decydują zarówno odpowiednie metodyki wyznaczania obszarów frontogenetycznych i frontolitycznych jak również metody ich szybkiego, skutecznego i niezawodnego przetwarzania.

### Literatura

- 1) Chaładyniak D., Some aspects of parallel computing in geodesic and cartographic applications, *Polish Journal of Environmental Studies*, **Vol. 15, No. 3c**, 2006.
- 2) Chaładyniak D., Jasiński J., **Q**-vectors and frontogenetic function application to investigating atmospheric instabilities, *Polish Journal of Environmental Studies*, **Vol. 16, No 2b**, 2007.
- 3) Chaładyniak D., Winnicki I., Some element sof the **Q**-vectors theory from forecasting the frontogenesis and frontolysis processes, *Polish Journal of Environmental Studies*, **Vol. 16, No 2b**, 2007.
- 4) Dongarra J., Foster I., Fox G., Kennedy K., White A., Torczon L., Gropp W., *The Sourcebook of Parallel Computing*, Published by Morgan Kaufmann, November 2002.
- 5) Hajder M., Loutskii H., Stręciwilk W., *Informatyka - wirtualna podróż w świat systemów i sieci komputerowych*, Wydawnictwo WSliZ, Rzeszów, 2002.