

CLIMATOLOGIA FISICA DELLA GRANDINE IN FRIULI VENEZIA GIULIA

Andrea Cicogna¹, Elena Giancesini¹ e Fulvio Stel¹

¹ARPA Friuli Venezia Giulia - settore OSMER Osservatorio Meteorologico Regionale
andrea.cicogna@csa.fvg.it, elena.giancesini@osmer.fvg.it, fulvio.stel@osmer.fvg.it

Abstract

Nei testi classici di climatologia (Geiger *et al.*, 1995) la voce “grandine” non viene riportata, verosimilmente a causa della grande variabilità e presunta aleatorietà di questa meteora. In realtà realizzare una climatologia fisica della grandine (cioè individuare dove, come e quando, in una determinata area, questo fenomeno è più frequente e perché) è possibile ma soltanto disponendo di un opportuno sistema di rilevamento. Questo è stato fatto in alcune aree del pianeta (Vinet, 2001) tra cui alcune regioni italiane (Prodi e Virth, 1973; Eccel e Ferrari, 1997) e in particolare nella pianura del Friuli Venezia Giulia dove, a partire dal 1988, l'OSMER dell'ARPA FVG gestisce una rete di rilevamento della grandine mediante pannelli in polistirolo espanso. Mediante questa rete di pannelli è stato possibile mostrare come la grandine non sia affatto un fenomeno puramente aleatorio ma che, al contrario, anche su un'area relativamente piccola come la pianura del Friuli Venezia Giulia, predilige delle zone ben precise. Le cause all'origine di questi massimi di frequenza risultano essere diversi per le diverse zone e sono strettamente connesse alle peculiarità orografiche e all'interazione tra queste e i flussi atmosferici. La distribuzione temporale della grandine, sia negli anni che nei mesi e nelle diverse ore del giorno, è tanto interessante quanto la distribuzione spaziale e, al pari di questa, permette di ricavare utili informazioni sulle cause che portano allo sviluppo delle celle temporalesche che producono questa meteora. In particolare è stato possibile mettere in relazione il numero di giorni di grandine nei vari anni con l'indice NAO, correlazione che, pur se non sufficientemente robusta da permettere delle previsioni stagionali, può essere utile nell'interpretazione degli effetti dei cambiamenti climatici sulla frequenza di questa meteora.

Introduzione

A partire dal 1988 sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia è attiva una rete di rilevamento della grandine mediante pannelli in polistirolo espanso chiamati anche hailpads o grelimetri (Morgan, 1997; Gaiotti *et al.*, 2003). Questi pannelli di rilevamento sono costituiti da una lastra di ca. 20x40 cm in polistirolo espanso (Towery *et al.*, 1976) esposti alle intemperie ad un'altezza di ca. 1 m dal suolo e gestiti da dei volontari coordinati dal personale OSMER. Compito di questi volontari è quello di sostituire il pannello dopo ogni grandinata indicando sul retro il luogo, la data e l'ora dell'evento. In questo modo, una volta raccolti tutti i pannelli colpiti, è possibile non solo conoscere dove e quando è grandinato ma anche, analizzando le impronte lasciate sul pannello, avere delle ulteriori informazioni come la dimensione dei chicchi. Sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia sono attualmente attive più di 360 postazioni di rilevamento gestite da altrettanti volontari

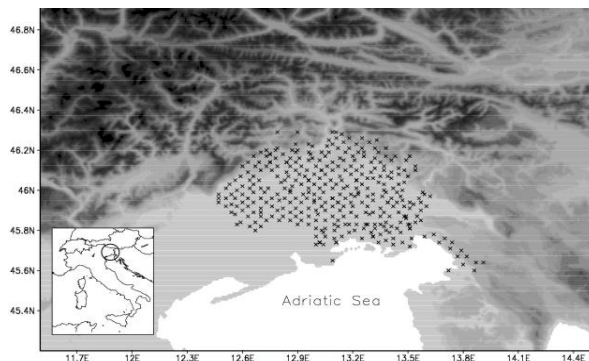


Fig.1 – Distribuzione dei volontari sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia

che, da aprile a settembre, svolgono il loro importante compito di monitoraggio (Figura 1).

La grandine nei vari anni

Il numero dei volontari non è cambiato nel corso degli anni e i diversi volontari, che nel corso degli anni si sono inevitabilmente succeduti nell'attività di monitoraggio, sono sempre stati sostituiti cercando di mantenere uniforme la loro distribuzione sull'area di rilevamento. Questa omogeneità nel numero e nella distribuzione degli osservatori permette un agevole confronto sulla maggiore e minore frequenza di grandine sull'area di rilevamento. In particolare, definendo come “giorno di grandine” un giorno nel quale almeno un pannello di rilevamento è stato colpito da questa meteora, è possibile visualizzare il numero di giorni di grandine sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia nel corso degli anni. Come si può vedere in Figura 2, il numero di giorni di grandine è fortemente variabile nel corso degli anni

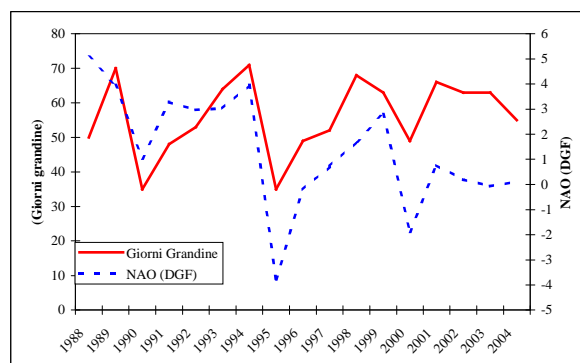


Fig.2 – Il numero dei giorni di grandine sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia (linea continua) e l'indice NAO invernale (linea tratteggiata).

Il numero di giorni di grandine correla in maniera significativa, benché debole, con l'indice NAO (Hurrell *et al.*, 2003) misurato nella stagione primaverile (marzo-aprile-maggio) e in particolare nella stagione invernale successiva (Figura 2). Si osserva che tanto più alto è l'indice NAO, cioè tanto più forte è il divario tra la Bassa d'Islanda e l'Alta delle Azzorre, tanto maggiore sarà il numero dei giorni di grandine sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia.

Questo fatto è interpretabile ricordando che un alto valore del NAO corrisponde ad un posizionamento settentrionale del fronte polare. Questa configurazione sinottica mantiene il Friuli Venezia Giulia sufficientemente lontano dall'aria fredda (accumulo di energia nei bassi strati) ma non tanto da inibire le temporanee discese delle perturbazioni fredde, favorendo così lo sviluppo delle condizioni ottimali per la formazione della grandine.

La grandine nei vari mesi e fasce orarie

Mediamente il numero di giorni di grandine si distribuisce nei vari mesi come mostrato in Figura 3

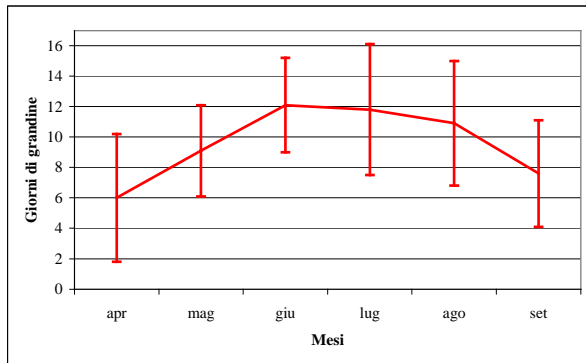


Fig.3 – Il numero di giorni di grandine sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia distribuito secondo i vari mesi. La barra verticale indica la doppia deviazione standard.

Come si può vedere i mesi maggiormente grandinigeni sono giugno e luglio, seguiti da agosto e maggio. Questa distribuzione delle osservazioni è facilmente interpretabile ricordando che la formazione della grandine richiede la presenza di molto vapore acqueo nei bassi strati (Morgan, 1970; Giaiotti e Stel, 2006) ma anche dell'instabilità atmosferica e di un opportuno shear verticale del vento (Marwitz, 1971a,b,c). Queste condizioni sono più frequenti a cavallo dei mesi di giugno e luglio quando il fronte polare è sufficientemente lontano da favorire il raggiungimento di temperature elevate ma abbastanza vicino da permettere la discesa delle perturbazioni. Giugno, infatti, è il mese con il maggior numero di giorni di pioggia in Friuli Venezia Giulia. La particolare distribuzione del numero di giorni di grandine, leggermente spostata verso i mesi più caldi, è un'evidenza sperimentale della relativamente alta importanza dell'accumulo di energia termica e di vapore acqueo nei bassi strati. Questo fatto si evince anche dalla distribuzione giornaliera delle grandinate (Figura 4), ove emerge chiaramente la propensione di questa meteora a svilupparsi nella fascia pomeridiana, cioè in concomitanza con il maggior riscaldamento dei

bassi strati atmosferici. Il rapporto tra riscaldamento e frequenza di grandine non è però lineare.

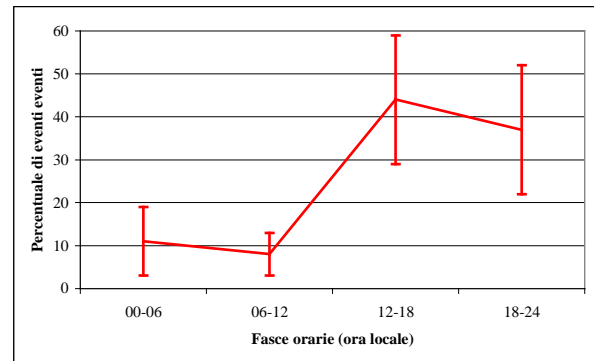


Fig.4 – Percentuale di grandinate (almeno un pannello colpito) nelle fasce orarie (mattino [06-12], pomeriggio [12-18], sera [18-24], notte [00-06] – ora locale-). Le barre verticali indicano la doppia deviazione standard

Questo si può vedere dalla Tabella 1, ove viene riportato il rapporto tra giorni di grandine e temporale nei mesi da aprile a settembre. Questa tabella mostra che i mesi caratterizzati da una minor temperatura nei bassi strati atmosferici sono anche i mesi ove i temporali hanno una maggior probabilità di portare la grandine al suolo.

Mese	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set
G/T	0,59	0,62	0,65	0,52	0,42	0,56
Tmed °C	12,1	16,7	20,2	22,6	22,2	18,2

Tab.1 – Rapporto tra giorni di grandine e temporale e rispettiva temperatura media nei vari mesi da aprile a settembre.

Al contrario i mesi più caldi sono quelli ove la grandine è meno frequentemente associata ai temporali. Questo può essere interpretato ricordando che una maggior temperatura dei bassi strati atmosferici corrisponde non solo ad una maggior energia termica a disposizione delle correnti ascendenti, ma anche ad una maggior tasso di scioglimento dei chicchi. Non si può comunque a priori escludere che anche altri meccanismi siano attivi (e.g. che una maggior temperatura porti ad una più estesa ma meno intensa convettività, come accade ai tropici) e portino a questo legame non lineare tra temperatura e frequenza di grandine. La estrema sensibilità alla temperatura dei meccanismi che portano alla formazione della grandine si può evincere anche dal rapporto diurno tra grandine e temporali mostrato in Tabella 2.

Ore	Notte [00-06]	Mattino [06-12]	Pom. [12-18]	Sera [18-24]
G/T	0,26	0,36	0,48	0,36
Tmed °C	14,8	18,2	22,8	17,6

Tab.2 – Rapporto tra giorni di grandine e temporale e relativa temperatura media nelle varie fasce orarie (ora locale) dei mesi da aprile a settembre

La distribuzione spaziale della grandine

Nonostante le relativamente ridotte dimensioni dell'area pianeggiante del Friuli Venezia Giulia la frequenza della grandine non è omogeneamente distribuita. Come si può vedere in Figura 5.

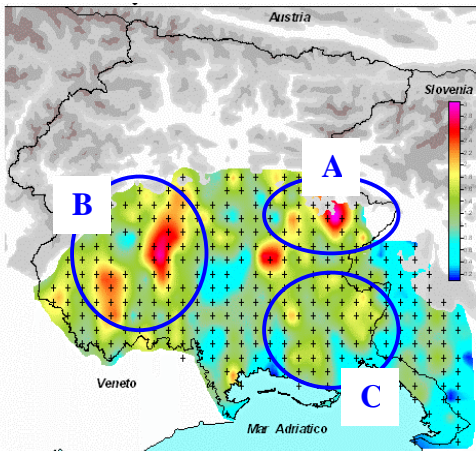


Fig.5 – Numero totale dei giorni di grandine dal 1988 al 2005 sulla pianura e costa del Friuli Venezia Giulia.

In tale figura si può vedere come ci siano tre aree distinte nelle quali il numero di giorni di grandine ha dei massimi relativi. Queste tre zone risultano tra di loro statisticamente indipendenti (Cicogna e Stel, 1998) come mostrato dall'analisi del variogramma (Wackernagel, 1995), pertanto l'alta frequenza di grandine su queste aree è verosimilmente ascrivibile a cause diverse. Giaiotti *et al.* nel 2003 mediante un'analisi dei casi di grandine in queste tre aree hanno effettivamente mostrato come l'interazione tra i flussi atmosferici e l'orografia favorisca l'instaurazione di condizioni favorevoli alla formazione della grandine. L'area A (pedemontana orientale) si trova a ridosso delle Prealpi Giulie ed è al margine di una delle zone più piovose d'Europa. In quest'area i flussi caldi e umidi provenienti da sudovest, richiamati dalle perturbazioni di origine atlantica, generano la convergenza nei bassi strati atta ad innescare e sostenere le correnti ascendenti necessarie alla formazione della grandine (Figura 6).

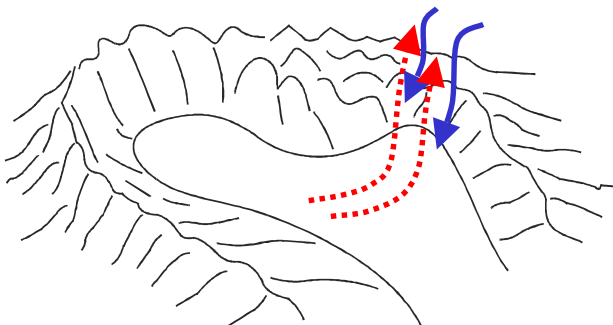


Fig.6 – Rappresentazione schematica dei flussi atmosferici associati alla formazione di grandine nell'area A. Le correnti calde e umide sono tratteggiate, quelle fredde sono continue.

Uno degli aspetti favorevoli alla formazione della grandine nella zona A è anche rappresentato dal fatto che, per la particolare conformazione dell'orografia, le

correnti fredde discendenti delle celle temporalesche sono convogliate contro le correnti calde e umide richiamate dalle perturbazioni aumentando l'intensità delle correnti ascendenti, cioè l'efficienza nella produzione delle grandine (si veda Figura 6).

Per quanto concerne le grandinate nell'area B (pedemontana occidentale), queste sono mediamente associate ad una perturbazione atlantica che, parzialmente frenata dalla catena alpina, fa affluire sul Friuli Venezia Giulia aria fredda in quota, richiamando aria calda e umida nei bassi strati (Figura 7) analogamente a quanto visto, anche se a scala maggiore, da Rotunno e Ferretti (2001)

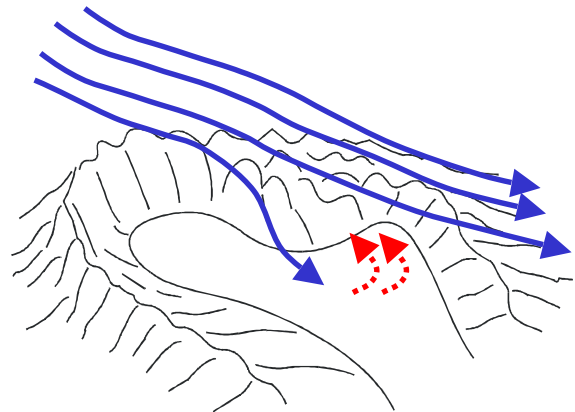


Fig.6 – Rappresentazione schematica dei flussi atmosferici associati alla formazione di grandine nell'area B. Le correnti calde e umide sono tratteggiate, quelle fredde sono continue.

L'innescò delle celle temporalesche nell'area B può avvenire a seguito di meccanismi fluidodinamici come i salti idraulici o le "lee waves", una volta innescate le celle temporalesche possono realizzare l'instabilità termodinamica connessa all'avvicinarsi della perturbazione e producendo la grandine. La maggior frequenza di grandine, infatti, non si osserva a stretto ridosso dei rilievi (come nel caso dell'area A), ma da 10 a 20 km da questi, distanza consistente con i tempi di vita delle celle stesse (ca. 20') e con la velocità del vento nei medi strati atmosferici (ca. 10 m/s).

I meccanismi che portano ad una maggior frequenza di grandine sull'area C sono anch'essi connessi all'avvicinarsi sul Friuli Venezia Giulia di una perturbazione di origine atlantica rallentata nel suo passaggio da ovest ad est dalla presenza della catena alpina. L'aria fredda associata alla perturbazione riesce a valicare i rilievi in quota aumentando l'instabilità termodinamica sulla regione mentre nei bassi strati è forzata a scivolare verso est. Contemporaneamente correnti calde e umide, richiamate dalla perturbazione, affluiscono nei bassi strati provenienti da sudovest. Se la perturbazione è sufficientemente rallentata dall'orografia, quello che accade è che l'aria fredda nei bassi strati riesce a valicare la catena alpina da est mentre ancora soffiano le correnti calde e umide da sudovest. In questa situazione sull'area C si instaura una zona di convergenza atta a generare delle correnti ascendenti sufficientemente intense da sostenere la formazione dei chicchi di grandine (Figura 8).

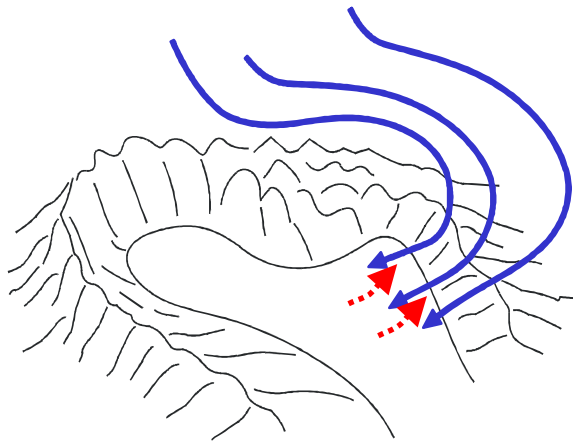


Fig.8 – Rappresentazione schematica dei flussi atmosferici associati alla formazione di grandine nell'area C. Le correnti calde e umide sono tratteggiate, quelle fredde sono continue.

Conclusioni

Grazie ad un opportuno sistema di monitoraggio è possibile mettere in luce delle notevoli regolarità, legate sia alle particolari condizioni dinamiche che alle peculiarità geografiche e orografiche dell'area. In particolare viene qui mostrato come la comprensione della climatologia della grandine non possa prescindere da una profonda conoscenza geografica e orografica della zona oggetto dello studio. Un altro aspetto importante messo in luce da questa climatologia fisica della grandine è che pur se questa meteora è prodotta grazie ai meccanismi microfisici attivi all'interno delle nubi temporalesche, ciò nondimeno la sua formazione è un fenomeno legato a cause essenzialmente dinamiche. Questo fatto pone dei seri vincoli sulla possibilità di adottare eventuali metodi chimico-fisici per la prevenzione della grandine. Solo metodi che modificano la composizione microfisica delle nubi in maniera estremamente marcata, possono puntare ad avere qualche risultato positivo nella riduzione di questa meteora. Il fatto che la frequenza annuale della grandine sia legata alla dinamica a grande scala delle masse d'aria, in particolare all'indice NAO, non è sufficiente da permettere delle previsioni stagionali. Ciò nondimeno questa dipendenza è tale da consentire delle proiezioni su quali potrebbero essere le nuove frequenze della grandine associate ai cambiamenti del clima e ai loro effetti sulla circolazione globale.

Ringraziamenti

Si ringraziano tutte le centinaia di volontari che in questi anni si sono alternate nel monitoraggio della grandine in Friuli Venezia Giulia. Senza il loro aiuto questo lavoro non sarebbe stato possibile. Un particolare ringraziamento va all'ERSA (Ente Regionale per lo Sviluppo dell'Agricoltura) per aver organizzato e gestito la rete di rilevamento sin dai primissimi e più delicati anni di attività. "Last but not least", un sincero ringraziamento al prof. Griffith M. Morgan Jr. che ha messo a disposizione dell'ERSA e degli scriventi la sua grande esperienza sulla grandine.

Bibliografia

- Cicogna A., Stel F., 1998. The frequency of hail days in the plain of Friuli-Venezia Giulia: random or organized phenomenon?. *Atmos. Res., Proceedings of ECAC1998*.
- Eccel E., Ferrari P., 1997. La grandine in Trentino. *Quaderni di esperienze e ricerche*, 3. Pubb. Ist. Agrario S. Michele all'Adige. pp. 71.
- Geiger R., Aron R. H., Todhunter P., 1995. The climate near the ground. Vieweg & sons, Wiesbaden, pp.528.
- Giaiotti D., Nordio S., Stel F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.*, 67-68, pp. 247-259.
- Giaiotti D., Stel F., 2006. The effect of environmental water vapor on hailstone size distributions. doi:10.1016/j.atmosres.2006.02.002
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, M. Visbeck, and G. Ottersen, 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*, J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, Eds. Geophysical Monograph Series, **134**, pp. 1-35.
- Marwitz J. D., 1971a. The structure and Motion of severe Hailstorms. Part I: Supercell Storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, pp. 166-179.
- Marwitz J. D., 1971b. The structure and Motion of severe Hailstorms. Part II: Multi-Cell Storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, pp. 180-188
- Marwitz J. D., 1971c. The structure and Motion of severe Hailstorms. Part III: Severely Sheared Storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, pp. 189-201.
- Morgan G. M. Jr., 1970. An examination of the wet bulb zero as a hail forecasting parameter in the Po Valley, Italy. *J. Appl. Meteor.*, 9, pp. 537-540.
- Morgan G. M. Jr., 1997. Resoconto delle Attività di Misurazione della Grandine in Friuli e Slovenia: 1988-1995. Rapporto interno CSA. Pubb. ERSAs.
- Prodi, F., Wirth E., 1973. Mesoscale and Microphysical Investigation of an Isolated Hailstorm. *Rivista Italiana di Geofisica*, XXII 3-4, pp. 165-185
- Rotunno R., Ferretti R., 2001. Mechanisms of intense rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 58, pp. 1732-1749.
- Towery N. G., Changnon S. A. Jr. and Morgan G. M. Jr., 1976. A review of hail measuring instruments. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 57, pp. 1132-1140.
- Vinet F., 2001. The climatology of hail in France. *Atmos. Res.*, 56, pp. 309-323.
- Wackernagel H., 1995. *Multivariate Geostatistics: an Introduction with Applications*. Springer Verlag, Heidelberg. pp. 291.