



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI UDINE

**DIPARTIMENTO DI SCIENZE AGROALIMENTARI, AMBIENTALI
E ANIMALI**

Corso di Laurea in Scienze per l'Ambiente e la Natura

Tesi di Laurea

**IL CICLONE EXTRATROPICALE “VAIA”: ANALISI
METEOROLOGICA DI UN EVENTO ESTREMO A ELEVATO
IMPATTO AMBIENTALE**

Relatore:
Prof. Paolo Ceccon

Laureando:
Gianluca Sguazzin

Correlatori:
Dott. Dario Giaiotti
Prof. Federico Cazorzi

ANNO ACCADEMICO 2018/19

SOMMARIO

1. INTRODUZIONE.....	3
2. I CICLONI EXTRATROPICALI (CET).....	6
2.1 CARATTERISTICHE	6
2.1.1 FRONTI ATMOSFERICI.....	7
2.1.2 CICLOGENESI DI UN CET.....	8
2.1.3 STRUTTURA VERTICALE DI UN CET.....	10
2.1.4 INSTABILITÀ BAROCLINA.....	11
2.2 DEPRESSIONE MEDITERRANEA	13
2.2.1 CICLOGENESI.....	13
2.2.2 EVOLUZIONE E DINAMICA.....	13
2.2.3 ZONE INTERESSATE, PRECIPITAZIONI E DURATA.....	14
2.2.4 IL CASO PARTICOLARE DELLA BASSA PRESSIONE NEL GOLFO DI GENOVA.....	14
3. MATERIALI E METODI.....	17
4. ANALISI METEOROLOGICA DI “VAIA”.....	20
4.1 ANANLISI A SCALA SINOTTICA.....	20
4.1.1 ANALISI DEI GRADIENTI BARICI E DI GEOPOTENZIALE.....	27
4.2 ANALISI ALLA MESOSCALA.....	29
5. RISULTATI E ANALISI.....	34
5.1 DATI PLUVIOMETRICI SUL NORD ITALIA.....	34
5.2 DATI PLUVIOMETRICI SUL NORD-EST.....	36
5.3 DATI ANEMOMETRICI.....	38
5.4 PERICOLOSITÀ E RISCHIO.....	40
5.4.1 DEFINIZIONE DI RISCHIO NATURALE.....	40
5.4.2 LE INFORMAZIONI DISPONIBILI SULLA PREVISIONE DELL’EVENTO.....	41
5.5 QUANTIFICAZIONE DEI DANNI.....	43
5.6 CLASSIFICAZIONE DELLE TEMPESTE EUROPEE.....	47
5.7 PIANIFICAZIONE FORESTALE.....	50

6. CONCLUSIONI.....	53
7. RINGRAZIAMENTI.....	55
8. BIBLIOGRAFIA.....	56
9. SITOGRAFIA.....	58

1. INTRODUZIONE

Dal punto di vista climatologico l'autunno è la stagione più piovosa su gran parte del territorio italiano settentrionale in quanto le correnti atmosferiche umide di origine atlantica nel loro moto verso est percorrono traiettorie più meridionali e si presentano più facilmente le condizioni per il formarsi di cicloni sottovento alle Alpi, che si originano di solito nel Golfo di Genova per poi migrare verso est.

Le acque del Mar Mediterraneo, che sono particolarmente calde alla fine dell'estate boreale, intensificano la crescita del ciclone sottovento (Buzzi e Tibaldi, 1978) e in particolare richiamano aria caldo-umida verso l'Italia, causando precipitazioni intense nelle aree esposte ai venti di scirocco, come le regioni tirreniche e il versante meridionale delle Alpi.

Gli effetti climatici sulle piogge, che sono dovuti a questo tipo di circolazione, sono visibili in Fig. 1.1 (Crespi et al., 2017) dove è riportata la precipitazione media per il trimestre settembre-novembre e mostra un massimo sulla Liguria orientale, alta Toscana, alto Piemonte e alto Friuli-Venezia Giulia.

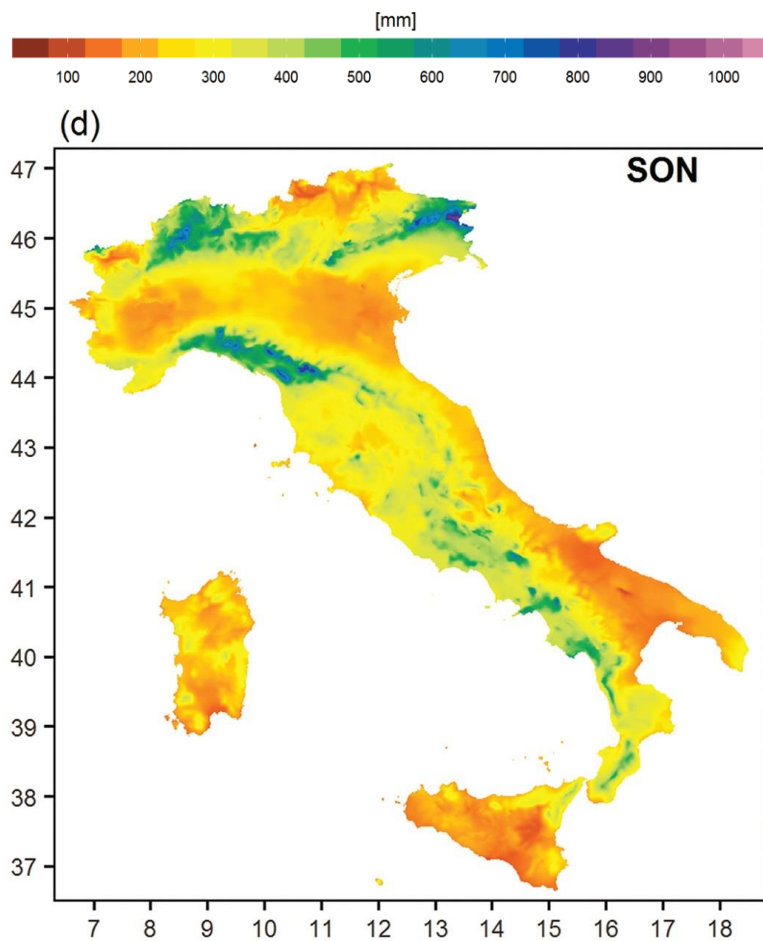


Fig. 1.1. Precipitazioni medie autunnali in Italia nel periodo 1961-1990 (da Crespi et al., 2018).

In Fig. 1.2 è invece riportata una mappa delle precipitazioni medie annuali in Italia, inerenti allo stesso periodo (Crespi et al. 2017).

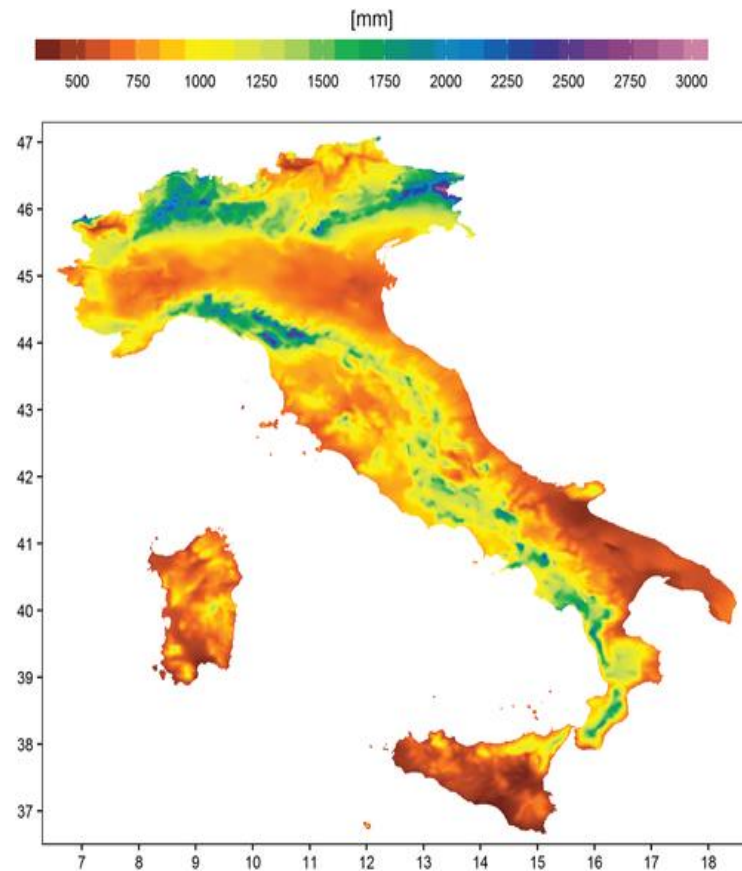


Fig. 1.2. Precipitazioni medie annue in Italia nel periodo 1961-1990 (da Crespi et al., 2018).

Le precipitazioni associate ai sistemi frontali possono stazionare per più tempo se il movimento naturale verso est è ostacolato dalla presenza di un anticiclone nell'Europa sudorientale, come spesso accade durante il passaggio tra estate e autunno, acquisendo talvolta un'intensità estrema.

L'evento "Vaia" analizzato in questa tesi è un estremo dell'insieme dei fenomeni meteorologici tipici della stagione autunnale nell'Italia settentrionale. Tali fenomeni vanno sotto il nome di ciclone extratropicale (brevemente indicato con la sigla CET).

I CET sono la principale causa delle copiose precipitazioni autunnali che colpiscono il nostro paese e contano per circa un quarto delle precipitazioni complessive annuali (vedi confronto delle carte di Fig. 1.1 e 1.2). I CET inducono correnti caldo-umide di origine marina dal Mediterraneo verso il nord Italia che, sollevandosi di fronte al versante meridionale delle Alpi e a quello sud-occidentale degli Appennini settentrionali, producono intense precipitazioni.

La depressione, denominata "Vaia" (o anche "Adrian") dall'istituto di meteorologia di Berlino, si è sviluppata sabato 27 ottobre 2018 tra il Baltico e il Mediterraneo occidentale e ha stazionato sui mari tra il Golfo del Leone, le Baleari e la Sardegna fino al mattino di lunedì 29. L'irruzione di aria

fredda ha alimentato il vortice depressionario determinando il rinforzo dei venti di scirocco prima e libeccio poi.

Tra il mattino e il pomeriggio di lunedì 29 ottobre le potenti raffiche di vento meridionale si sono talora combinate con ulteriori rinforzi e turbolenze locali in corrispondenza dei rilievi, raggiungendo punte di oltre 200 km/h. Come avvenuto il 4 novembre 1966, ma con effetti ancora più rovinosi per quanto riguarda il vento, la violentissima tempesta di scirocco si è accanita in particolare sulle montagne del Triveneto, con raffiche a 150-200 km/h che hanno raso al suolo vaste porzioni di foresta. Una prima stima valuta circa 8,6 milioni di metri cubi di legname abbattuto sui rilievi tra la Lombardia orientale e il nord-est, con un danno di svariati miliardi di euro (vedi Fig. 1.3 e 1.4). Tra le altre conseguenze più gravi, 16 vittime in totale dal Trentino alla Campania, decine di migliaia di utenze del nord-est rimaste senza elettricità a due giorni dall'evento e danni ancora da definire nei dettagli ma dell'ordine di miliardi di euro (Chirici et al., 2019; Acordon et al., 2018-nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm).

Lo scopo di questa tesi è di analizzare l'evoluzione meteorologica della perturbazione "Vaia" che ha colpito l'Italia, in particolare il nord-est italiano, di valutarne la qualità previsionale e di quantificare i danni in base ai dati fin qui disponibili.

Risulta infine fondamentale analizzare gli interventi che saranno necessari per una corretta pianificazione forestale, che possa in futuro limitare danni ingenti di questo tipo.



Fig. 1.3. Foto scattata nei pressi dell'Altopiano di Asiago (VI) il 03-11-2018.



Fig. 1.4. Foto scattata presso la strada che collega Sutrio con il monte Zoncolan (UD) il 02-03-2019.

2. I CICLONI EXTRATROPICALI (CET)

2.1 CARATTERISTICHE

I cicloni extratropicali (CET) sono ampi vortici atmosferici, presenti alle medie latitudini, i cui venti tracciano delle traiettorie che curvano attorno a una depressione centrale.

I CET si generano solitamente alle medie latitudini, nella zona del fronte polare (40°- 60° latitudine nord), perché qui la forza di Coriolis è rilevante quanto il gradiente di pressione.

All'interno di essi, durante la loro ciclogenesi, si manifestano i fronti meteorologici. In meteorologia per flusso zonale si intende uno schema generale di circolazione atmosferica, lungo le linee di latitudine terrestre in direzione ovest-est. In questa situazione i cicloni extratropicali tendono a essere più deboli, a muoversi più velocemente e con un impatto relativamente limitato sul tempo atmosferico locale, causando contrasti di temperatura lungo la longitudine terrestre (Fig. 2.1.1).

Un flusso meridionale, invece, è uno schema generale di circolazione atmosferica in direzione sud-nord, lungo le linee di longitudine terrestre; è perpendicolare quindi a un flusso zonale. In questo schema i cicloni extratropicali tendono ad essere più forti e a muoversi più lentamente.

Uno schema di flusso meridionale è la causa di molte situazioni di tempo estremo, in quanto non solo le perturbazioni tendono a essere più forti, ma anche le temperature possono raggiungere valori estremi provocando ondate di calore o ondate di freddo a seconda che la direzione del flusso sia in senso equatoriale o polare. I cicloni extra-tropicali si sviluppano in corrispondenza di instabilità barocline. L'instabilità barocline si manifesta quando i gradienti meridionali di temperatura sono talmente accentuati, in un flusso zonale intenso, che piccole perturbazioni dei campi atmosferici si trasformano in onde a scala sinottica. Si ha la ciclogenesi (Giaiotti e Stel, 2018-2019).

scale		minuti	ore	giorni	settimane	mesi	anni	km
Macro	α					onde planetarie	riscaldamento globale, El Niño/La Niña	>10000
	β					cicloni extra-tropicali, onde barocline		2000
Meso	α			frontogenesi	cicloni tropicali, fronti			200
	β			linee di groppo, supercelle, temporali				20
	γ		downburst, grandinate					2
Micro	α		convezione profonda, tornados,					0,2
	β	dust devil, strato limite						0,02
	γ	turbolenza						< 0,02

Fig. 2.1.1. Diagramma delle scale spaziali e temporali tipiche dei fenomeni atmosferici. La freccia mostra la collocazione del ciclone extratropicale, il quale si trova alla macroscale beta, detta anche scala sinottica (da Giaiotti e Stel, 2018/19).

2.1.1 FRONTI ATMOSFERICI

Il fronte è una zona dell'atmosfera in cui sono presenti importanti variazioni nello spazio delle principali grandezze meteorologiche. Si tratta di regioni tridimensionali che si sviluppano nell'intera troposfera: l'intersezione con il suolo di questa regione, individua la zona frontale alla superficie. Essa esprime la separazione tra due masse d'aria con caratteristiche differenti che entrano in contatto tra loro. Il fronte che separa queste due masse d'aria climatologicamente distinte si chiama fronte stazionario. Esistono quattro tipologie di fronte stazionario nell'emisfero boreale che sono:

1. Fronte Artico: che separa l'aria artica da quella polare;
2. Fronte Polare: che separa l'aria polare da quella tropicale (genesi del CET);
3. Fronte del Mediterraneo: è un fronte invernale che separa l'aria europea continentale con l'aria tropicale africana;
4. Zona di Convergenza Intertropicale: non proprio un fronte in quanto separa masse d'aria simili (genesi dei Cicloni Tropicali).

Si distinguono, inoltre, tre tipi di fronte di natura prettamente dinamica e da non confondere con quelli stazionari, in quanto sono regioni di separazione tra masse d'aria diverse in fase di mescolamento. Essi sono (Vascotto, s.d.-.

saturatore.it/Appunti%20%20MASSIMO%20VASCOTTO/Meteorologia/Cicloni%20Extra%20Tropicali.pdf):

1. Fronte Freddo: l'aria fredda avanza sostituendo quella calda
2. Fronte Caldo: l'aria calda va a sostituire quella fredda
3. Fronte Occluso: fronte freddo che ha raggiunto quello caldo

Considerando il fronte polare, dal quale hanno origine i CET, la Fig. 2.1.1.1 mostra la sua collocazione latitudinale nell'emisfero boreale.

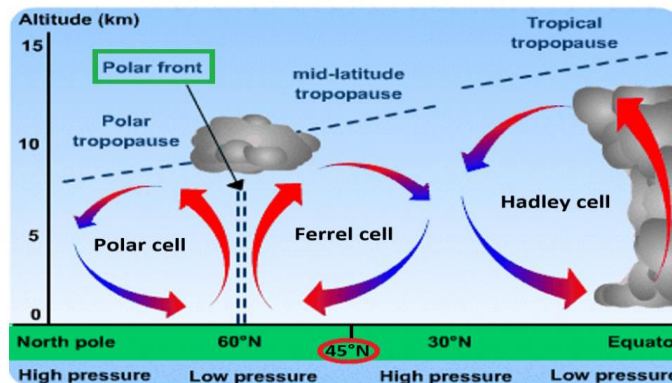


Fig. 2.1.1.1. Sezione longitudinale terrestre dal polo nord all'equatore. Evidenziati in verde il fronte polare e in rosso la latitudine media del nord Italia. La posizione del fronte polare a 60°N fa riferimento alla stagione estiva, quando il fronte raggiunge la sua massima estensione verso nord. Immagine modificata da: "Atmospheric Circulation Meteoblue".

2.1.2 CICLOGENESI DI UN CET

Nel caso specifico dei cicloni extratropicali, le due diverse masse d'aria, che sono separate dal fronte dinamico, scorrono lungo il fronte polare stazionario. Questo fronte è una regione permanente di separazione tra le masse d'aria tropicale e polare (Fig. 2.1.2.1) e risente di oscillazioni stagionali con un minimo di 40°N (inverno) e un massimo di 60°N (estate) di latitudine.

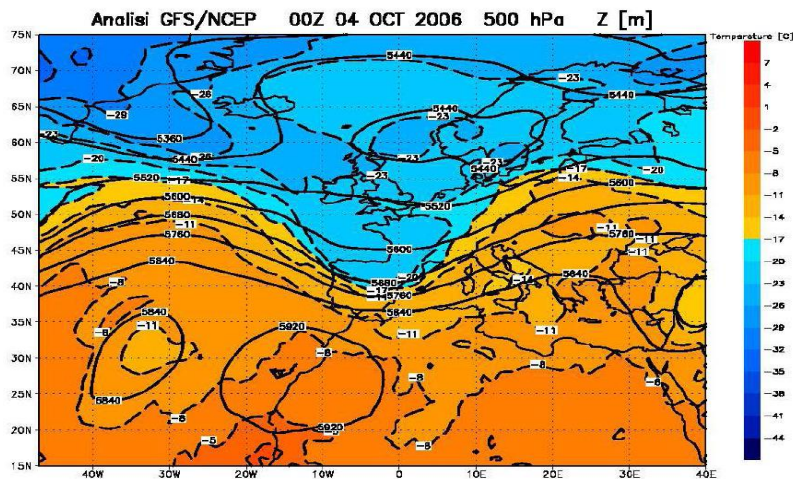


Fig. 2.1.2.1. Oscillazione del fronte polare nell'Ottobre 2006. Dall'immagine si nota chiaramente una discesa di aria polare (azzurra) fino alle latitudini spagnole, andando ad interagire con aria decisamente più mite (gialla). Questa è una tipica condizione baroclinica che predispone la formazione di un CET. – (da Giaiotti e Stel, 2018/19).

Nella regione del fronte polare sono presenti le correnti a getto, ovvero dei venti molto intensi che spirano da ovest verso est, con il massimo localizzato in quota. Tali correnti sono l'effetto della presenza della grande variazione della temperatura nella zona del fronte polare. La regione del fronte polare è caratterizzata da ondulazioni dei campi atmosferici e in queste ondulazioni si generano ed evolvono i CET. Dalle sovrastanti correnti a getto, si genera un'ondulazione anche al suolo che porta alla formazione di un centro di bassa pressione con chiusura delle isobare ad anello, creando una depressione frontale che comprende il settore caldo tra i due fronti.

Le due masse d'aria perciò prendono direzioni diverse: quella fredda scende verso sud e quella calda sale verso nord. Questo spostamento genera un fronte freddo a ovest e uno caldo a est, assumendo un movimento rotatorio antiorario a causa della forza di Coriolis (emisfero Boreale). L'aria fredda e densa si incunea sotto l'aria calda e provoca un drastico sollevamento di questa con la conseguente condensazione del vapore acqueo in essa contenuto. La depressione si accentua e il settore caldo si riduce, generando precipitazioni temporalesche di breve durata ma molto intense (Fig. 2.1.2.2).

Quando il fronte freddo (più veloce) raggiunge il fronte caldo, dà inizio alla formazione di un fronte occluso. In questa fase l'aria della zona calda scorre sopra il cuneo di aria fredda, che retrocede

generando grandi sistemi nuvolosi con piogge diffuse, persistenti e moderate. L'occlusione ha termine quando il settore caldo è completamente eliminato e l'aria calda è rimpiazzata da aria fredda (Fig. 2.1.2.3). Quando l'aria calda risalita scarica tutta la sua umidità mediante la pioggia, diventa più secca e pesante, annullando la depressione e si ristabilisce il fronte stazionario più a nord o a sud del precedente (Vascotto, s.d.- digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf).

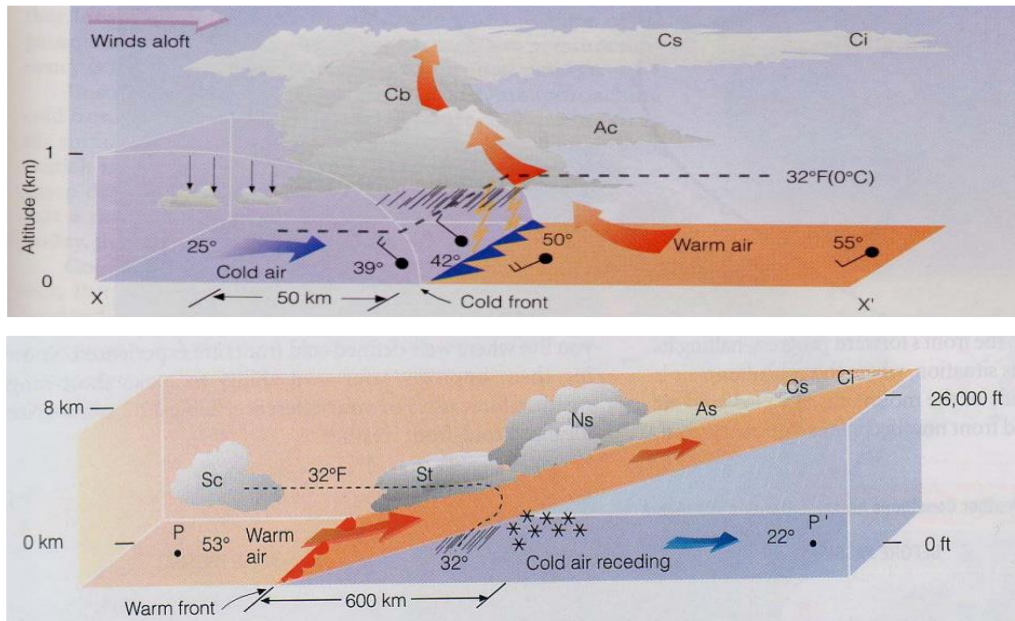


Fig. 2.1.2.2. Rappresentazione di un fronte freddo (sopra) e caldo (sotto). – (da Gaiotti e Stel, 2018/19).

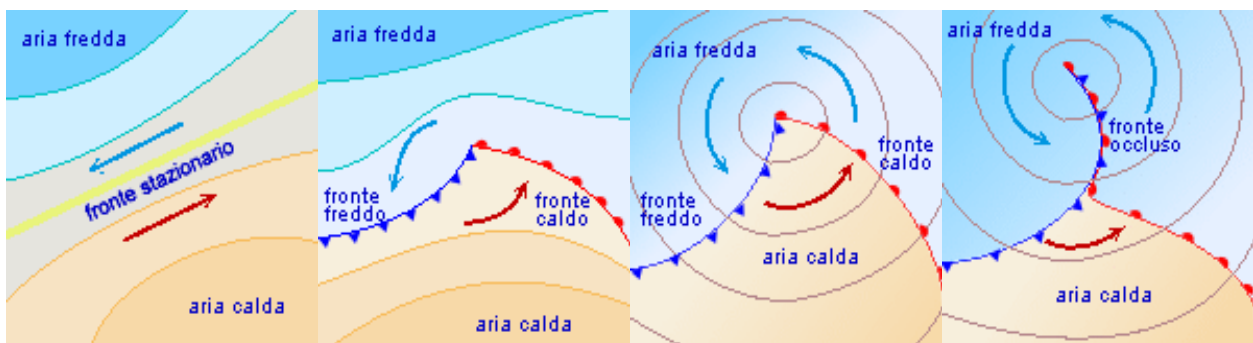


Fig. 2.1.2.3. Ciclogenesi di un Ciclone Extratropicale. – (da: “Gruppo Mineralogico Paleontologico Euganeo”).

2.1.3 STRUTTURA VERTICALE DI UN CET

Un ciclone extratropicale si estende dal suolo fino al limite superiore della troposfera. Per comprendere meglio la sua struttura verticale e ciclogenesi si studiano e analizzano le carte al suolo ma soprattutto quelle in quota: a 700 hPa (circa 3.000 m), 500 hPa (circa 5.500 m) e 300 hPa (circa 9.000 m).

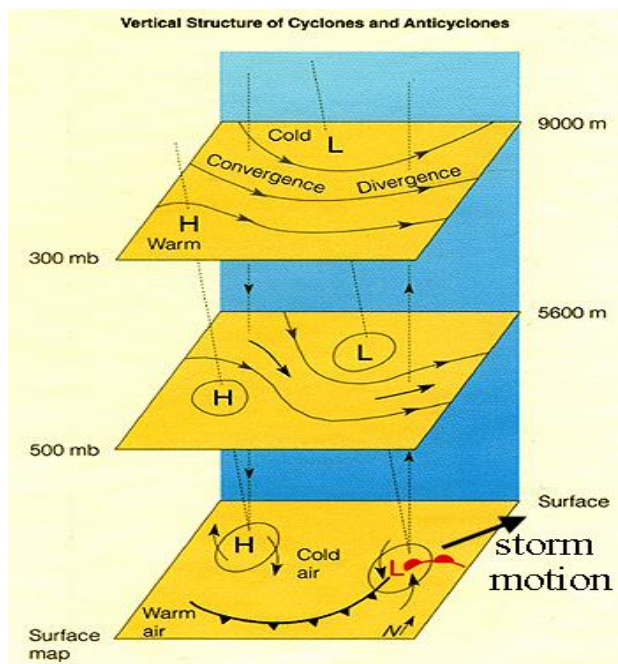


Fig. 2.1.3.1 Struttura verticale dei cicloni ed anticiloni (Vascotto, s.d.-
digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf).

La figura 2.1.3.1 illustra il profilo verticale di un CET, in particolare si nota come il centro depressionario in quota può trovarsi spostato verso nord e verso ovest rispetto al centro depressionario del suolo. Inoltre, in quota, sopra il centro depressionario del suolo, solitamente c'è un'area di divergenza.

Per il principio di conservazione della massa, se c'è divergenza in quota, ci sarà necessariamente convergenza al suolo e questa condizione come conseguenza approfondirà la depressione e l'intensità del ciclone se l'effetto della prima supera quello della seconda. Nel caso contrario la depressione non riuscirà ad alimentarsi e si dissiperà. Parallelamente alla presenza del ciclone, coesiste quella dell'anticiclone sia al suolo che in quota; quella in quota è spostata verso sud-ovest rispetto a quella in superficie. L'area di convergenza, in quota, deve trovarsi al di sopra dell'anticiclone di superficie, e anch'esso sarà alimentato se e solo se la convergenza in quota sarà superiore alla divergenza del suolo. In questo modo la pressione al suolo aumenterà e l'alta pressione si intensificherà.

Per quanto riguarda la direzione di spostamento, studiando il flusso nella carta a 500 hPa, si può affermare che il ciclone tenderà a muoversi nella direzione dei venti a 500 hPa, con una velocità dell'ordine della metà di quella dei venti a questa quota. Se invece si considera solo la carta al suolo, si può ammettere che i CET si spostino verso le isobare del settore caldo.

2.1.4 INSTABILITÀ BAROCLINA

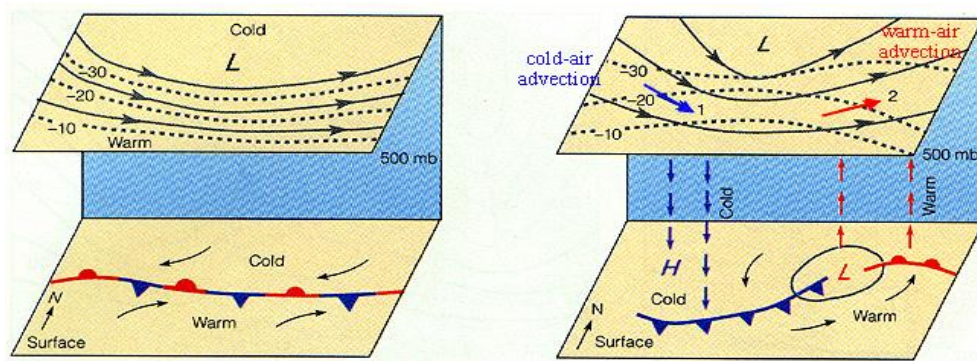


Fig. 2.1.4.1 Instabilità baroclina (Vascotto, s.d.-
digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf).

Nella Fig. 2.1.4.1 a sinistra si può osservare che è presente un'onda lunga sopra un fronte stazionario; a destra un'onda corta si muove nella saccatura intensificando il fenomeno.

Si osserva che inizialmente le linee di flusso e le isoterme sono parallele fra loro (atmosfera barotropica), mentre successivamente l'onda corta ha determinato una condizione tale per cui le linee di flusso vanno ad intersecare le isoterme (atmosfera baroclina). In questa situazione si determina avvezione fredda nella regione ad ovest della saccatura e avvezione calda nella regione ad est della saccatura. L'avvezione calda ad est della saccatura induce un moto ascendente di aria in prossimità del centro della depressione. Questi movimenti ascendenti e discendenti definiscono la cosiddetta instabilità baroclina, responsabile per la formazione e lo sviluppo del CET. Alle medie latitudini, alla quota di circa 11 km dalla superficie e appena sotto la tropopausa, scorre una corrente a getto (jet stream).

Il jet stream fluisce velocemente a queste quote e si forma nella zona del fronte polare, il quale separa l'aria polare da quella tropicale. Le principali correnti a getto sono venti zonali che fluiscono da ovest verso est sia nell'emisfero boreale che australe; questo è dovuto alla combinazione dell'importante gradiente termico orizzontale e alla forza di Coriolis, causata dalla rotazione della Terra.

I percorsi dei flussi d'aria mostrano delle tipiche forme a meandro, e queste forme si propagano verso est a velocità minore dell'effettivo vento al loro interno.

Il progressivo incremento della differenza di temperatura lungo i paralleli provoca infatti l'aumento del gradiente di pressione e quindi della velocità delle correnti. La direzione e l'intensità delle correnti a getto viene generalmente indicata sulle carte a 300 hPa (9.000 m).

A causa di forzati e improvvisi rallentamenti, la corrente a getto modifica bruscamente la sua traiettoria cominciando a oscillare lungo i meridiani, andando a definire delle onde, dette onde di Rossby. Questi rallentamenti della corrente a getto sono principalmente legati alla presenza di ostacoli orografici o all'alternanza tra oceano e terraferma, capaci di modificare il gradiente orizzontale di pressione. Le Onde di Rossby sono delle onde, quasi stazionarie, con movimento verso ovest, di lunghezza compresa tra 4000 e 10.000 km che, in numero di 4-6, avvolgono interamente il pianeta.

Le onde tendono ad allungarsi progressivamente lungo i meridiani, formando nelle parti terminali, dei vortici che possono essere di due tipi:

1. Vortici di aria calda a circolazione anticiclonica in corrispondenza delle alte latitudini: (anticicloni di blocco);
2. Vortici di aria fredda (gocce fredde) in corrispondenza delle basse latitudini.

In questo modo la natura ristabilisce l'equilibrio termico a livello planetario.

In figura 2.1.4.2 ne vediamo lo spostamento nell'arco di 24 ore (Vascotto, s.d.-

digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf).

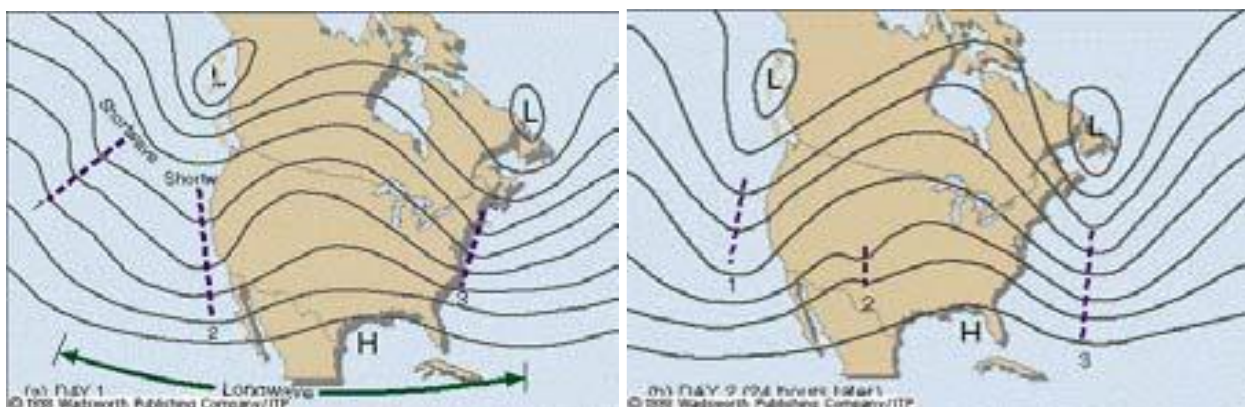


Fig. 2.1.4.2. Spostamento delle onde lunghe di Rossby e delle onde corte in un intervallo di 24 ore. (Vascotto, s.d.-digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf).

2.2 DEPRESSIONE MEDITERRANEA

2.2.1 CICLOGENESI

La depressione mediterranea è un'area di bassa pressione che si instaura nel bacino del Mediterraneo.

Essa prende vita specialmente durante il semestre freddo (Novembre-Aprile), quando la posizione del fronte polare si trova alle medie latitudini (40°N) e le correnti in quota si muovono lungo la direzione dei meridiani.

L'aria calda si getta a Nord e quella fredda a Sud avvolgendosi a spirale intorno ad un centro dove la pressione scende e l'aria sale (Campagnolo, s.d.- margheritacampaniolo.it/meteo/glossario.htm).

Queste condizioni atmosferiche determinano la formazione dei cicloni extratropicali, che una volta giunti nel Mar Mediterraneo prendono il nome di depressioni mediterranee. Molte delle depressioni mediterranee sono saccature mobili che tendono a formarsi in presenza di elevata baroclinicità tra media e bassa troposfera.

Generalmente la loro formazione ed evoluzione è dovuta a fenomeni di ciclogenesi secondaria, causati da una serie di interazioni tra la circolazione delle masse d'aria, le caratteristiche orografiche di un determinato territorio e la temperatura del mare. Per questo motivo le depressioni si generano in luoghi ben definiti e, nel loro percorso, tendono a seguire traiettorie preferenziali piuttosto precise.

Ne consegue che la ciclogenesi avviene, solitamente, sottovento a grandi catene montuose; oppure per interazione tra l'aria più o meno fredda ed umida che riesce ad entrare nel bacino del Mediterraneo e la temperatura del mare sensibilmente più elevata, in presenza di particolari contesti orografici.

2.2.2 EVOLUZIONE E DINAMICA

La perturbazione madre si trova all'interno di un campo di bassa pressione, o meglio all'interno di una saccatura, dove i venti che precedono l'ammasso nuvoloso, spirano da sud verso nord, viceversa nella fascia che segue l'asse di saccatura, spirano da nord verso sud.

Questo tipo di configurazione, sospinta da venti occidentali o nord-occidentali e influenzata dall'azione di curvatura della forza di Coriolis, trasla lentamente verso ovest, richiamando a sé aria molto calda e umida dall'Africa nei bassi strati.

Questa massa d'aria, dalle caratteristiche completamente diverse da quelle del fronte polare, porta il suo carico di umidità, acquistata sul Mediterraneo, all'interno di una configurazione barica principale.

L'aria calda e umida, molto più leggera di quella fredda presente in loco, tende a salire di quota raffreddandosi e creando un'intensa nuvolosità. Il ramo posteriore, al largo delle coste Portoghesi, è costituito dall'aria fredda in discesa dalle alte latitudini, che essendo, come detto prima, molto più pesante di quella calda, si stabilisce al suolo, inibendo così i moti verticali, garantendo cielo sereno o poco nuvoloso.

2.2.3 ZONE INTERESSATE, PRECIPITAZIONI E DURATA

Dopo essere scesa di latitudine, la depressione approda sul Mediterraneo, dove i lenti movimenti dell'aria all'interno della struttura ciclonica fanno sì che l'umidità presente sul mare formi nuove nuvole cariche di pioggia. Nel suo lento muovere verso levante, viene interessata per prima la Sardegna, dove le intense precipitazioni causate da questo tipo di configurazione, rappresentano la principale fonte di approvvigionamento idrico. In seconda battuta l'ammasso nuvoloso approda sulle coste tirreniche, principalmente Lazio e Toscana, per poi estendersi all'intera fascia tirrenica, il sud e la Sicilia. Le coste adriatiche, invece, risentono marginalmente degli effetti di questo tipo di perturbazioni, ostacolate ad ovest dagli Appennini che formano una barriera naturale.

Sotto il profilo termico, si registra un sostanzioso aumento della temperatura, prima del passaggio della perturbazione, dovuto ai venti meridionali innescati dal moto rotatorio antiorario della depressione. Non è raro, perciò, osservare valori di temperatura tipici di primavera a Gennaio o Febbraio nelle regioni meridionali. Dopo il passaggio invece, i venti ruotano da ovest o nord-ovest apportando un repentino calo della temperatura, in alcuni casi anche di 10 gradi.

Per la sua lentezza, questo tipo di perturbazione, può durare anche un'intera settimana, ma normalmente dura un massimo di tre o quattro giorni, solitamente perché in questo periodo si stabilizza un anticiclone di blocco più a est dell'Italia

(Genovese, s.d. - meteoindiretta.it/giornale-meteo/3595/le-perturbazioni-depressione-mediterranea/).

2.2.4 IL CASO PARTICOLARE DELLA BASSA PRESSIONE NEL GOLFO DI GENOVA

Tra le molteplici depressioni che si possono formare nel bacino del Mar Mediterraneo, la più importante per quanto riguarda il nostro paese è sicuramente la depressione del Mar Ligure o Genoa Low.

Durante le stagioni intermedie, primavera e autunno, la zona attraversata dalle perturbazioni generate dallo scontro tra le masse d'aria provenienti dal polo nord e quelle presenti alle medie latitudini (fronte polare), corrisponde alle latitudini della Francia meridionale. Queste masse d'aria, provenienti da nord-ovest, attraversano suoli molto pianeggianti e dunque privi di ostacoli, fino a che, nel loro cammino verso levante incontrano il Massiccio Centrale Francese.

L'impatto con esso separa la massa d'aria in due tronconi. La parte meridionale si incunea tra il Massiccio Centrale e i Pirenei in una valle molto stretta e lunga, che "costringe" la massa d'aria ad aumentare di molto la velocità, fino ad arrivare alle porte del Mediterraneo, passando la cosiddetta "Porta di Carcassonne", nei pressi della storica cittadina francese (Fig. 2.2.4.1).

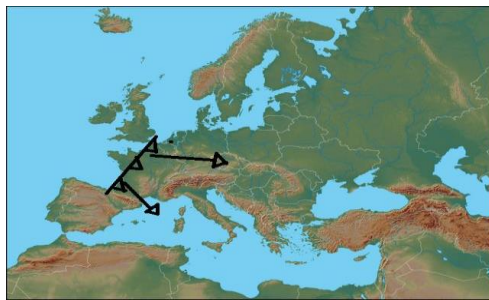


Fig. 2.2.4.1. Le Perturbazioni: Minimo sul Golfo di Genova - Una perturbazione proveniente da ovest si incunea tra i Pirenei ed il Massiccio Centrale francese.

La parte della perturbazione che si dirige a Nord invece, si divide a sua volta in due: una a Nord delle Alpi, le quali formano una barriera per il nostro territorio, e l'altra si incunea nella ancor più stretta valle del Rodano. Quest'ultima valle con la sua caratteristica forma ad "imbuto" fa aumentare di molto la velocità alle masse d'aria che la attraversano, e arriva a sfociare sul Mediterraneo attraverso la "Porta del Mistral", che prende il nome dal famoso vento che spesso si manifesta in Provenza (Fig. 2.2.4.2).



Fig. 2.2.4.2. Le perturbazioni: Minimo sul Golfo di Genova – Il ramo della perturbazione che si trova a Nord del Massiccio Centrale Francese si divide, a sua volta in un ramo che va a nord delle Alpi e in un altro che si incunea nella valle del Rodano.

Entrambe le masse d'aria convergono nel Golfo di Genova, ed ecco che si viene a creare la cosiddetta "Genova Low" ovvero il minimo sul Golfo di Genova (Fig. 2.2.4.3).



Fig. 2.2.4.3. Le perturbazioni: Minimo sul Golfo di Genova – Arrivate sul Mediterraneo, entrambe le masse d'aria per effetto della forza di Coriolis convergono nel Golfo di Genova, dove formano una zona di bassa pressione.

La nascita del “Genova Low” è causata soprattutto da due importanti fattori: la morfologia del territorio e la presenza del Mar Mediterraneo. Queste caratteristiche morfologiche fanno sì che le masse d'arie scelgano percorsi obbligati, tutti avente come fine il golfo di Genova.

La presenza del mare gioca un ruolo determinante: i flussi Atlantici hanno infatti una componente di aria fredda che, a contatto con le acque più calde del Mediterraneo, provocano intensi contrasti termici e dunque la nascita di estese coperture nuvolose ed imponenti strutture temporalesche.

Dopo aver interessato il Golfo di Genova per 36/48 ore, la depressione può intraprendere 3 strade diverse:

- Pianura Padana: se le correnti in quota sono di Libeccio (S-O), la perturbazione si dirige verso la Pianura Padana, in questo caso le precipitazioni saranno abbondanti su Lombardia ed Emilia Romagna e nel giro di 24 ore anche sul Veneto e Friuli-Venezia Giulia.
- Toscana e Marche: le correnti in quota sono occidentali e quindi l'aria è meno instabile, perché contiene meno umidità, le precipitazioni, per effetto stau, saranno più intense sul lato Tirrenico, mentre sull'adriatico, saranno deboli o assenti.
- Lazio e Campania: le correnti in quota sono occidentali o nord-occidentali, l'instabilità è ancora minore del caso precedente, le precipitazioni sono deboli o moderate a carattere di rovescio o temporale, dettate soprattutto dalle conformazioni del territorio.

Il minimo sul Golfo di Genova si ripresenta sul nostro territorio con una frequenza molto alta durante il periodo che va da Settembre a Maggio ed è il responsabile del 70% delle precipitazioni che si abbattano sulle regioni settentrionali e centrali (Genovese, s.d.- meteoindiretta.it/giornale-meteo/3579/le-perturbazioni-minimo-sul-golfo-di-genova/).

3. MATERIALI E METODI

Per comprendere i meccanismi che hanno portato alla formazione di un ciclone extratropicale di estrema violenza sono necessarie un'analisi meteorologica a scala sinottica (cap. 4.1) e un'analisi alla mesoscala (cap. 4.2).

Le discussioni delle configurazioni alla scala sinottica e alla mesoscala sono state effettuate utilizzando i dati di analisi di un modello ad area limitata, il Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Questo modello, che è utilizzato dal Centro Regionale di Modellistica Ambientale (CRMA) dell'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (ARPA) del Friuli-Venezia Giulia, utilizza le condizioni al contorno generate dal modello globale Global Forecasting System (GFS), sviluppato dalla National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

Sono stati presi inoltre alcuni dati e carte dal modello dell'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). La configurazione utilizzata per il modello WRF evolve temporalmente le condizioni meteorologiche su tre domini innestati: uno continentale (europeo), uno nazionale (italiano) e uno regionale ad alta risoluzione (2 km), centrato sul Friuli-Venezia Giulia ma contenente anche Veneto, Trentino-Alto Adige e parte di Slovenia, Austria, Germania e Croazia. I domini esterni, con rispettive risoluzioni di 50 km e 10 km, sono necessari per raccordare la sinottica descritta dalle condizioni al contorno alla scala del dominio regionale ad alta risoluzione.

In Tab. 3.1 sono riportate le risoluzioni spaziali e temporali e gli intervalli temporali di scrittura per i tre domini, in Fig. 3.2 sono invece rappresentati i confini spaziali dei tre domini utilizzati nei flussi operativi e in Fig. 3.3 l'estensione del dominio regionale.

Dominio	Risoluzione spaziale [km]	Risoluzione temporale [s]	Intervalli temporali di salvataggio [h]
Continentale	50	200	6
Nazionale	10	40	3
Regionale	2	8	1

Tab. 3.1. Risoluzione spaziale e temporale e intervallo temporale di salvataggio dei tre domini innestati utilizzati.



Fig. 3.2: Confini spaziali dei tre domini utilizzati dai flussi operativi.



Fig. 3.3: Fasi di estensione del dominio regionale. La linea blu corrisponde all'area attualmente utilizzata nelle simulazioni operative, la linea verde al primo tentativo di estensione e la linea rossa al dominio scelto.

L'area circoscritta dalla linea blu della Fig. 3.3 è caratterizzata da un dominio regionale di 91×91 punti di griglia, corrispondenti a $180 \text{ km} \times 180 \text{ km}$, centrato sul Friuli-Venezia Giulia (quello attualmente operativo) che, per simulare 5 giorni con la configurazione attuale dell'operative, impiega circa 55 minuti.

L'estensione rossa, 201×201 punti di griglia corrispondenti a $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$, contiene anche l'Austria centro-meridionale, l'Istria e una parte della Germania sud-orientale, e impiega circa 2h e 30 min per simulare 5 giorni.

Resta, inevitabilmente, una parte di chiusura che attraversa l'arco alpino ma si è ritenuto che questa fosse sufficientemente distante dall'area di maggior interesse da renderne trascurabili gli effetti.

Per quanto riguarda la prima estensione verde, fatta per contenere anche Veneto, Trentino-Alto Adige e la maggior parte della Slovenia, essa ha un'area che corrisponde a 201×141 punti di griglia, ovvero $400 \text{ km} \times 280 \text{ km}$.

Questa estensione ha però il difetto di avere la chiusura superiore e parte di quella occidentale in corrispondenza dell'arco alpino, cosa che è preferibile evitare in quanto le zone montuose sono interessate da fenomeni locali molto più rilevanti rispetto a zone topograficamente omogenee: di conseguenza è stata impiegata solo come test, ma non è più in uso al CRMA.

Per quanto riguarda invece i risultati e le analisi di questa tesi (cap. 5) tutte le info e i dati sono stati elaborati a partire da siti web, articoli di riviste/quotidiani e libri di autori che hanno trattato l'argomento in modo dettagliato ed esauriente.

Si è cercato in questo capitolo di riportare quanti più dati possibili della tempesta Vaia confrontandoli con i cicloni extratropicali più intensi degli ultimi 70 anni in Europa, ponendo come obiettivo la classificazione dei danni e dell'intensità di Vaia in relazione a questi ultimi.

Sono state inoltre valutate le previsioni meteorologiche dell'OSMER FVG e gli avvisi di allerta della Protezione Civile del Friuli-Venezia Giulia, elaborando una tabella del rischio potenziale a partire dai giorni precedenti l'evento (paragrafo 5.4).

Questi dati sono stati presi dal sito dell'OSMER FVG e da quello della Protezione Civile, entrambi con sede centrale nel comune di Palmanova (UD).

4. ANALISI METEOROLOGICA DI “VAIA”

4.1 ANALISI METEOROLOGICA A SCALA SINOTTICA

Il metodo di analisi a scala sinottica consiste nel rappresentare su carte geografiche le proprietà fisiche dell'atmosfera che circonda la Terra, analizzandone la sua struttura tridimensionale.

Con questo metodo è possibile quindi studiare successive rappresentazioni cartografiche, a intervalli di tempo e di livelli prescelti, su larga scala con lo scopo di esaminare l'evoluzione degli elementi fisici e di estrapolare le loro tendenze nel futuro. Le carte considerate sono quelle al suolo e in quota con la stessa scala, in modo da rendere omogenea e completa la rappresentazione tridimensionale dei fenomeni fisici dell'atmosfera. Le carte utilizzate per l'analisi di questo evento a scala sinottica sono:

- la carta di altezza del geopotenziale e temperatura a 500 hPa
- la carta della pressione media al livello del mare
- la carta dell'umidità relativa (%) e vento a 700 hPa

Il geopotenziale è il lavoro necessario a vincere la forza di gravità e spostare verso l'alto, ad una determinata altezza, una massa unitaria d'aria.

In altre parole, è il potenziale gravitazionale terrestre a una data altezza. Risulta nullo, per convenzione, al livello del mare la cui altitudine è per definizione uguale a zero.

L'altezza geopotenziale si ottiene dal rapporto tra geopotenziale e accelerazione di gravità media al livello del mare, la sua unità di misura è il gpdam (geopotenziale per decametro) e risulta pressoché identica all'altitudine sul livello del mare del luogo preso in considerazione.

In meteorologia, è fondamentale conoscere l'altezza geopotenziale di superfici a pressione atmosferica costante, rappresentate a larga scala da isolinee o isoipse; sono fondamentali le analisi a pressioni costanti di carte meteorologiche a 850 hPa e 500 hPa per comprendere la circolazione delle masse d'aria che avviene alle diverse quote dell'atmosfera.

Il valore dell'altezza geopotenziale a un determinato valore di pressione corrisponde all'altitudine sul livello del mare a cui si registra tale valore barico. In presenza di valori elevati di altezza geopotenziale si hanno condizioni di alta pressione e anche valori di temperatura più alta; bassi valori di altezza geopotenziale si riscontrano in presenza di bassa pressione e temperature più basse.

L'analisi delle mappe dell'altezza geopotenziale a 850 hPa e a 500 hPa permette di stabilire la circolazione atmosferica alle diverse quote, di individuare la posizione dei sistemi frontali e di calcolarne il movimento per poter elaborare le previsioni meteorologiche; al riguardo, tali mappe

risultano essere prioritarie rispetto a quelle isobariche al livello del mare (Vascotto, s.d. saturatore.it/Appunti%20%20MASSIMO%20VASCOTTO/Meteorologia/Analisi%20Sinottica.pdf. Premesso ciò, si può affermare che la ciclogenesi del ciclone extratropicale VAIA si sia divisa in due parti: la prima tra il 27 e 28 ottobre, la seconda e più intensa tra il 29 e le prime ore del 30. Questa situazione è stata adeguatamente prevista dai modelli meteorologici a tutte le scale, da quella globale a quella ad area limitata: infatti il quadro sinottico già dal 25 e 26 ottobre era chiaro (Fig. 4.1.1, 4.1.2). Tutte le carte usate da qui al termine di questo capitolo per l'analisi a scala sinottica e alla mesoscala sono state prese dal modello WRF operativo presso il CRMA di ARPA FVG (cap.3).

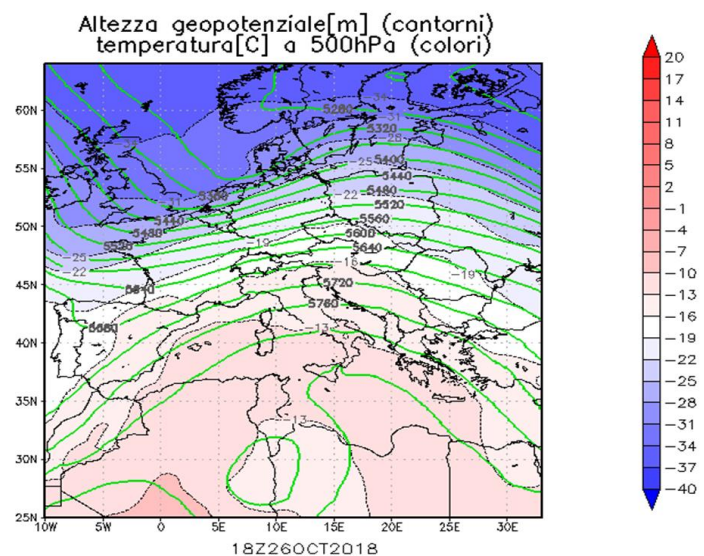


Fig. 4.1.1. Altezza del geopotenziale e temperatura a 500 hPa alle ore 18:00 UTC del 26 ottobre. È ben visibile una saccatura fredda sul nord Europa (colore blu) con il minimo a 5.320m (isoipsa verde) pronta a scendere verso sud.

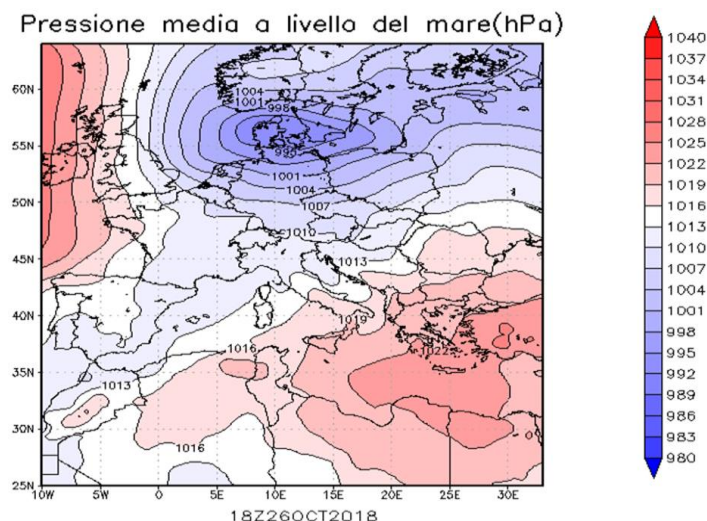


Fig. 4.1.2. Pressione media a livello del mare alle ore 18:00 UTC del 26 ottobre. Il minimo depressionario di 995 hPa è centrato in prossimità della Danimarca. L'Europa centro-meridionale, invece, è interessata da un promontorio anticiclonico con massimo pressorio (1025 hPa) tra Grecia e Turchia.

Nel corso della giornata del 27 ottobre la saccatura si è gradualmente approfondita, scendendo di latitudine fino a posizionare il suo minimo in quota tra le isole britanniche e il nord-ovest della Francia (Fig. 4.1.3). Il minimo barico al suolo, posizionato tra Francia e Corsica, è rimasto di 995 hPa (Fig. 4.1.4). Il primo nucleo della depressione è quindi entrato nel Mediterraneo, attraverso le varie porte di ingresso (paragrafo 2.5.4), determinando le prime intense piogge sul nord Italia, soprattutto sulle Alpi. La figura 4.1.5, invece, mostra l'incremento dell'umidità relativa (%) e dei venti a 700 hPa.

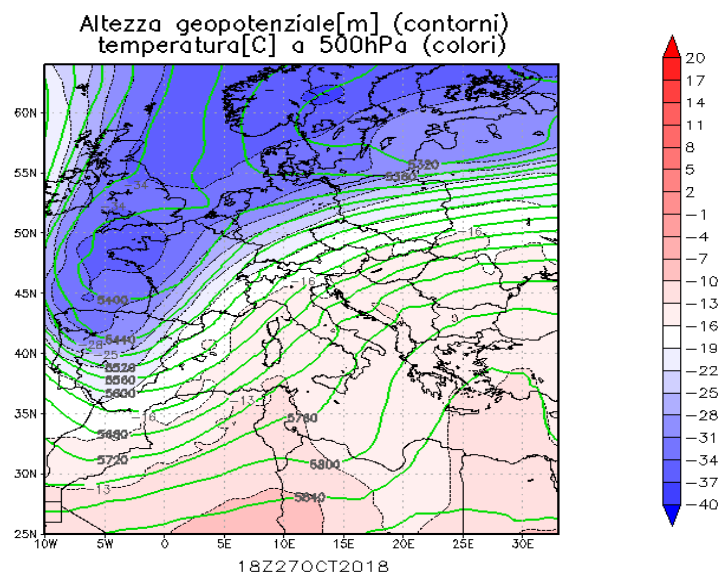


Fig. 4.1.3. Altezza del geopotenziale e temperatura a 500 hPa alle ore 18:00 UTC del 27 ottobre.

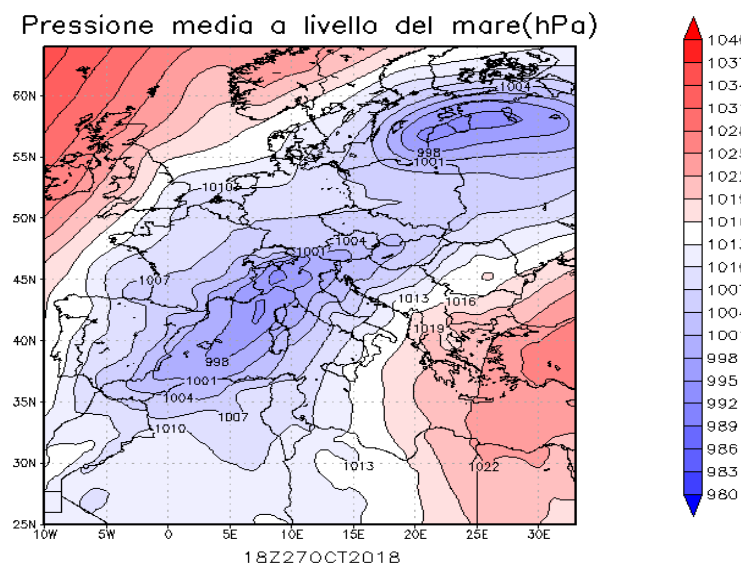


Fig. 4.1.4. Pressione media a livello del mare alle ore 18:00 UTC del 27 ottobre.

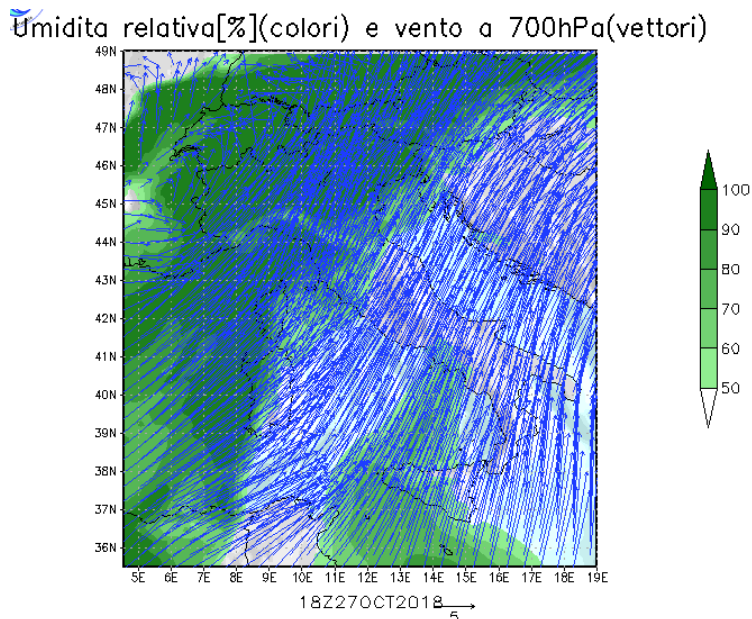


Fig. 4.1.5. Umidità relativa (%) e vento a 700 hPa alle ore 18:00 UTC del 27 ottobre.

La giornata del 28 prosegue come quella precedente, con molta pioggia sulle regioni del nord Italia e lo spostamento del minimo in quota tra Spagna e Francia (Fig. 4.1.6).

Si nota un aumento della baroclinicità.

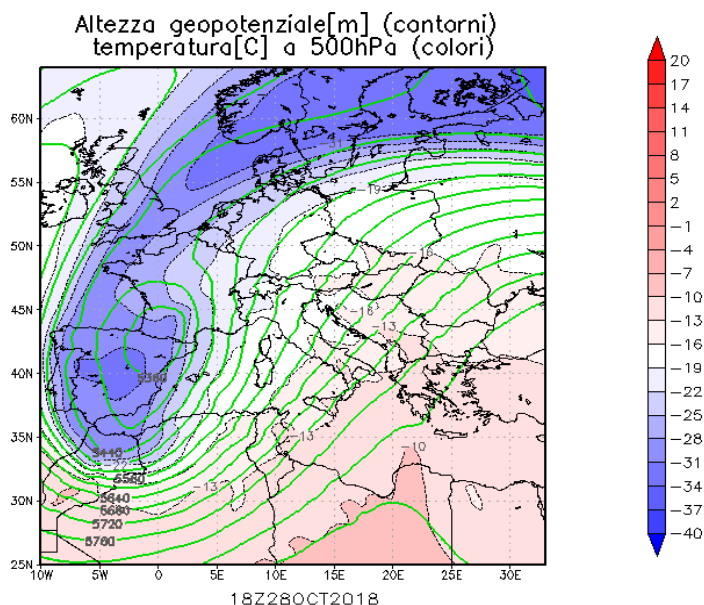


Fig. 4.1.6. Altezza del geopotenziale e temperatura a 500 hPa alle ore 18:00 UTC del 28 ottobre.

Il minimo depressionario al suolo è rimasto tra le Baleari e la Sardegna scendendo a 992 hPa (Fig. 4.1.7), mentre nella Fig. 4.1.8 si nota l'intensificazione di umidità relativa e dei venti a 700 hPa rispetto alla giornata precedente.

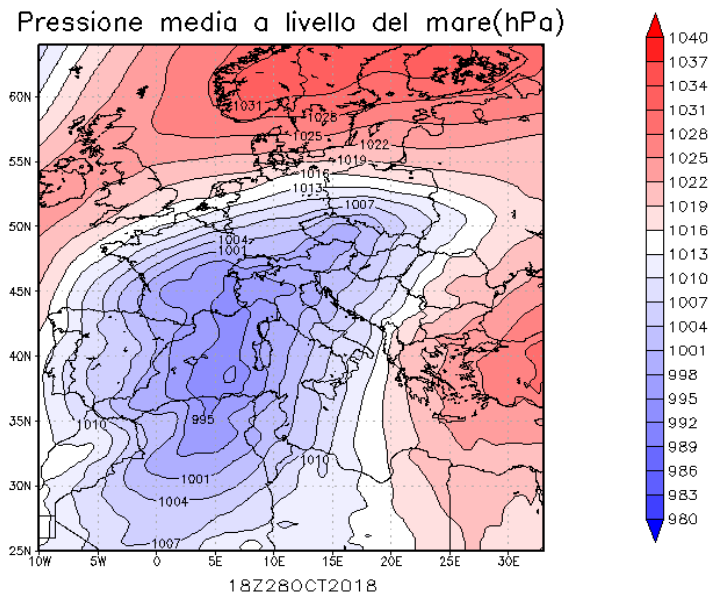


Fig. 4.1.7. Pressione media a livello del mare alle ore 18:00 UTC del 28 ottobre.

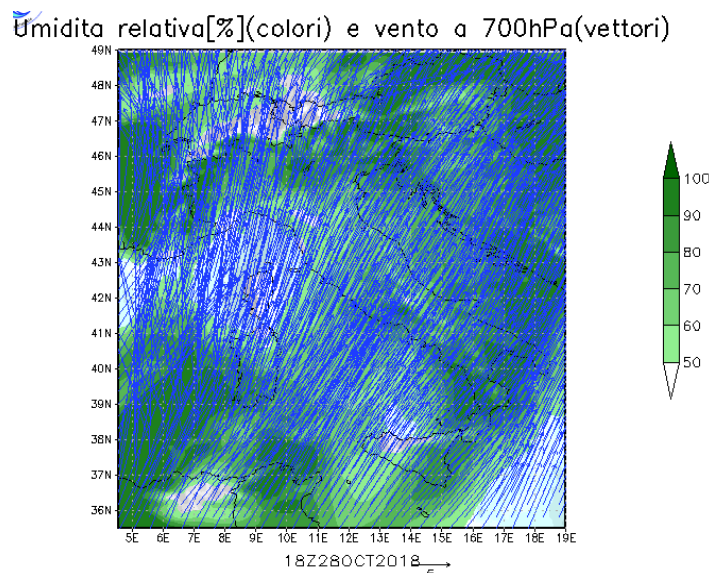


Fig.4.1.8. Umidità relativa (%) e vento a 700 hPa alle ore 18:00 UTC del 28 ottobre.

Il 29 Ottobre ore 18:00 UTC, il minimo del geopotenziale si è spostato sui Pirenei, abbassando di molto la sua quota, ma aumentando la temperatura al suo interno in seguito all'interazione con le calde correnti del Mar Mediterraneo, condizione che ha potenziato il CET.

Infatti, come si vede nella Fig. 4.1.9 la baroclinicità è molto elevata: le isoipse del geopotenziale sono piuttosto ravvicinate in prossimità dell'Italia, indice di grande intensità del vento.

Questa configurazione è ancora più evidente nella Fig. 4.1.10, dove le isobare sono talmente vicine tra loro da creare elevati gradienti di pressione e quindi venti meridionali estremi.

Questi venti vanno poi a impattare, principalmente, contro la barriera alpina del triveneto che è posta trasversalmente rispetto ad essi.

La Fig. 4.1.11 mostra come i venti abbiano cambiato direzione ed intensità rispetto alle giornate precedenti, quando erano prevalentemente di libeccio.

Intorno alle ore 18:00 UTC, infatti, sono di libeccio sulla parte ovest italiana e di scirocco sulla parte est; questi ultimi particolarmente umidi ed intensi. Questo cambio di direzione dei venti in quota è una conseguenza dell'approfondimento del ciclone, del quale si può distinguere bene il suo moto antiorario.

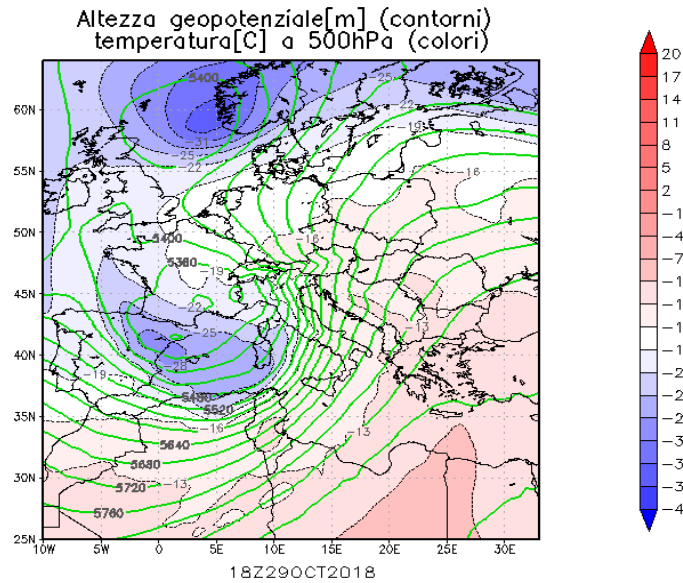


Fig.4.1.9. Altezza del geopotenziale e temperatura a 500 hPa alle ore 18:00 UTC del 29 ottobre.

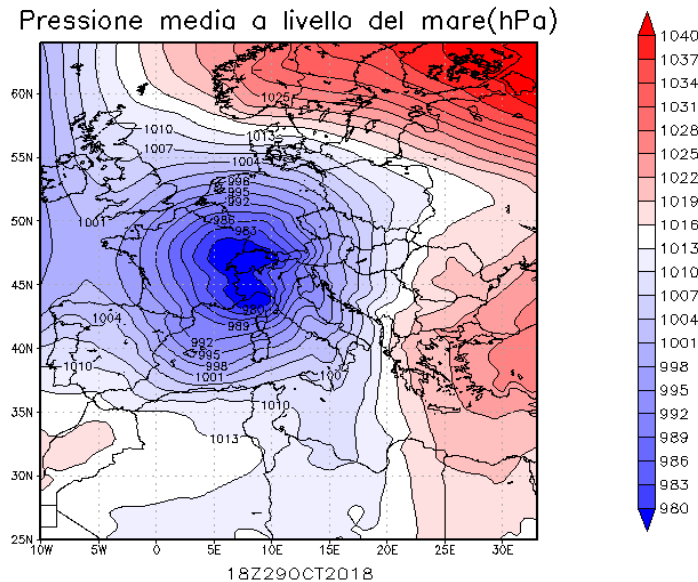


Fig. 4.1.10. Pressione media a livello del mare alle ore 18:00 UTC del 29 ottobre. Il minimo al suolo è molto profondo (980 hPa) e copre un'area molto vasta: dal Mar Ligure fino a oltre la Svizzera.

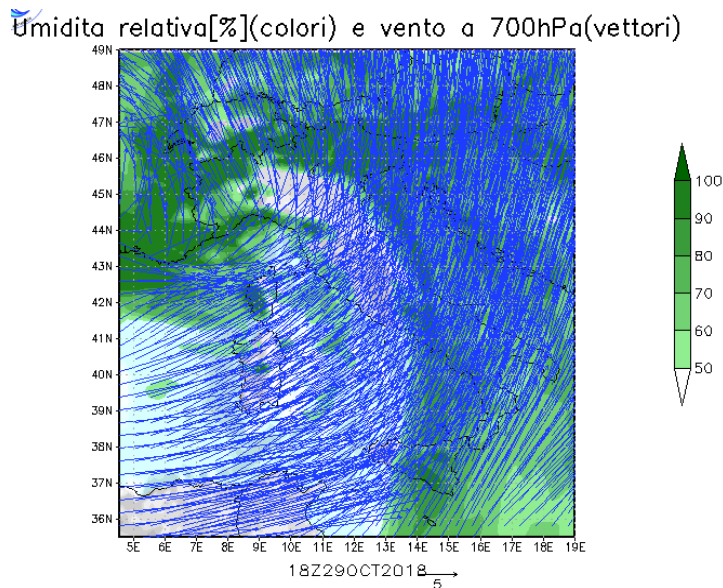


Fig.4.1.11. Umidità relativa (%) e vento a 700 hPa alle ore 18:00 UTC del 29 ottobre.

Infine, nelle figure 4.1.12 e 4.1.13, si può osservare l'evoluzione del ciclone durante la sera del 29 ottobre. La prima mostra la tempesta “Vaia” vista dal satellite Meteosat24 nel canale infrarosso alle 19:25 UTC del 29 Ottobre 2018.

In figura, la freccia blu indica il percorso dell'aria fredda che il 29 ha alimentato il vortice ciclonico già presente nel Mediterraneo; sul Piemonte, invece, sta transitando da sud verso nord il minimo barico depressionario (lettera B). Sul lato orientale del vortice spirano impetuosi venti di scirocco accompagnati da una linea di violenti temporali, ben visibili nell'immagine satellitare come una corona di celle bianche (freccia rossa).

Da notare, infine, l'estensione della depressione: dal Mar Baltico al Mar Mediterraneo.

La seconda immagine indica i fronti e i minimi depressionari presenti in Europa quella sera.

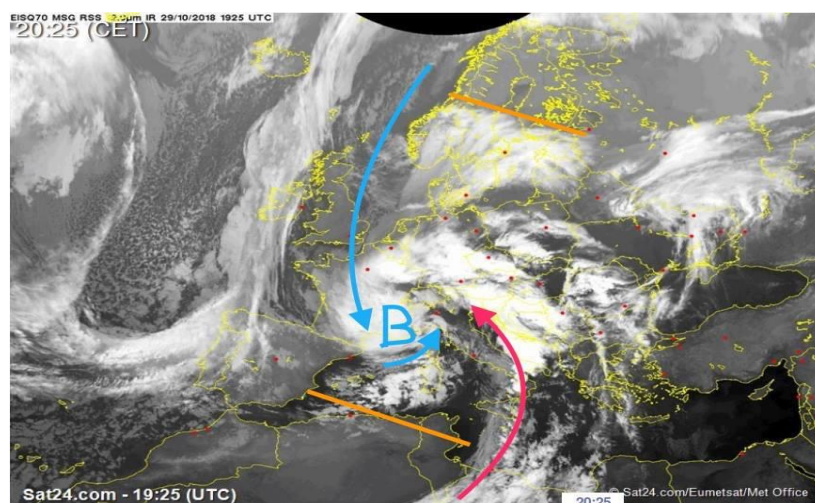


Fig. 4.1.12 La tempesta Vaia dal satellite Meteosat-11 nel canale infrarosso alle 19:25 UTC del 29 Ottobre 2018.

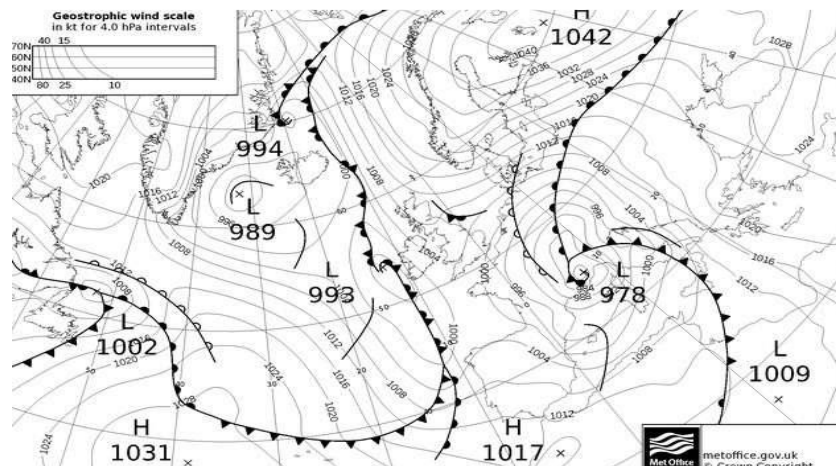


Fig. 4.1.13 La tempesta Vaia con il suo minimo depressionario (978 hPa) centrato in Piemonte la sera del 29 Ottobre 2018 (da <http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).

4.1.1 ANALISI DEI GRADIENTI BARICI E DI GEOPOTENZIALE

I gradienti di pressione e di geopotenziale sono direttamente collegati con il vento geostrofico.

Il modello di vento geostrofico è molto aderente alla realtà della circolazione atmosferica, in particolare in quota (500 hPa). Per questo motivo è utile analizzare l'evoluzione di tali gradienti per comprendere il motivo di intensità dei venti estremi. Analizziamo adesso i gradienti orizzontali del geopotenziale a 500 hPa e di pressione al suolo: i valori ottenuti ci forniscono la loro variazione nello spazio e nel tempo, evidenziando le cause che hanno generato i venti intensi.

Iniziando dal gradiente orizzontale del geopotenziale, esso esprime la differenza tra l'altezza massima e minima considerando due punti a distanza nota presi sulla carta a 500 hPa. La formula pertanto è questa:

$$Gg = \Delta g / \Delta x$$

dove Gg è il gradiente di altezza geopotenziale, Δg la differenza di altezza geopotenziale e Δx la distanza tra i punti in cui è stata calcolata la differenza.

Il gradiente barico orizzontale è la differenza di pressione tra due punti distanti tra loro e situati sulla linea di massima pendenza delle isobare.

In pratica, il gradiente barico orizzontale (G) viene misurato dal rapporto tra la differenza di pressione (Δp) tra due punti e la distanza (Δx) fra i punti stessi:

$$Gp = \Delta p / \Delta x$$

Questo è un parametro molto importante nell'analisi della ventilazione poiché:

- un gradiente barico alto comporta isobare più ravvicinate e velocità del vento più alta.
- un gradiente barico basso comporta isobare meno ravvicinate e velocità del vento più bassa.

Nel calcolo dei gradienti orizzontali di geopotenziale (G_g) e di pressione (G_p) sono stati presi rispettivamente i valori di altezza e pressione più alti e più bassi con una distanza nota sulla mappa, prendendo come metro di misura le isoipse e isobare delle carte a 500 hPa e di pressione media sul livello del mare.

I risultati di queste analisi sono riportati nella Fig. 4.1.1.1.

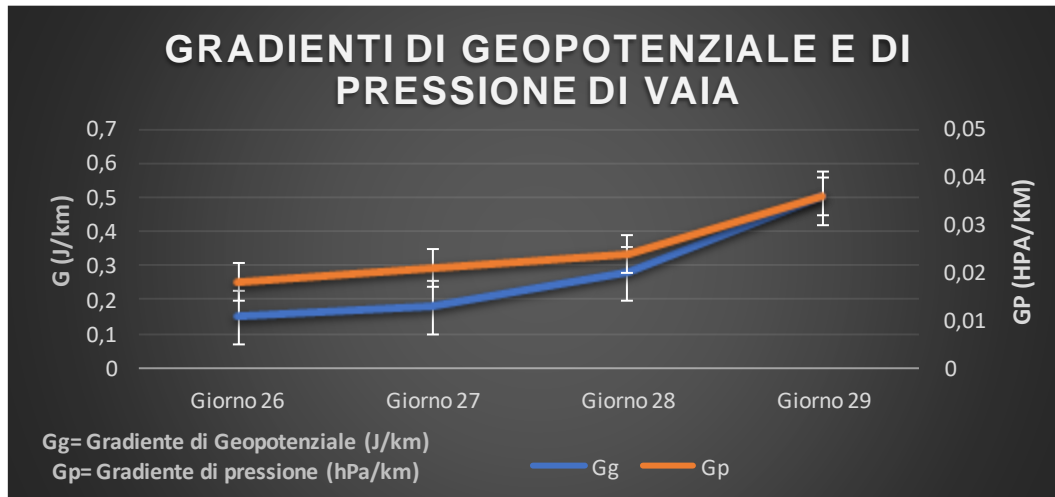


Fig. 4.1.1.1. Grafico dei gradienti di geopotenziale (blu) e di pressione (arancione) di Vaia.

Dal grafico si possono fare due considerazioni importanti che confermano il progressivo approfondirsi della perturbazione nel corso dei tre giorni:

- il gradiente di geopotenziale (linea blu) si è intensificato ogni giorno con andamento crescente;
- il gradiente di pressione (linea arancione) è cresciuto linearmente fino al 28 per poi avere un maggiore incremento tra il 28 e il 29

Analizzando il grafico, la prima cosa che si osserva è questo andamento quasi perfettamente sincronizzato dei due gradienti, a conferma di ciò che ci si poteva aspettare.

Per prima cosa, si nota quanto il geopotenziale si sia giornalmente intensificato a causa delle graduali e più alte temperature che l'aria nel suo percorso verso il Mar Mediterraneo ha incontrato.

Per quanto riguarda la pressione, questa ha avuto un incremento lineare di crescita sul grafico tra il 26 e il 28, in quanto la perturbazione si è intensificata gradualmente.

Tra il 27 e 28 ottobre il ciclone si è stabilizzato nel Mediterraneo aumentando di poco il suo gradiente barico, mentre in questo lasso di tempo, come si nota dal grafico, il geopotenziale è cresciuto maggiormente. Questo perché, nel suo moto antiorario verso sud/sud-est, le differenze di quota tra il minimo del geopotenziale presso i Pirenei (5.360 m) e il suo corrispettivo valore più alto preso in pieno Marocco (5.840 m) erano molto elevate. Questo elevato gradiente orizzontale di

geopotenziale ha contribuito a potenziare il ciclone che di lì a poche ore avrebbe investito l'Italia con maggior violenza. Nella giornata del 29 la pressione è scesa bruscamente (picco verso l'alto nel grafico), raggiungendo il minimo di 978 hPa tra le 18:00 e le 20:30 UTC in Piemonte (ben 17 hPa in 24 ore), a causa dello spostamento del geopotenziale tra Francia e Italia.

Il marcato gradiente barico orizzontale è ben visibile nella Fig. 4.1.10, dove si può ben notare quanto vicine siano le isobare in particolare tra il Piemonte e il Friuli.

Questa configurazione ha generato fortissimi venti di scirocco dai quadranti meridionali, che hanno investito in particolare il nord-est italiano a causa della sua orografia maggiormente esposta a questo tipo di configurazione meteorologica.

Concludendo, come detto in precedenza, risulta evidente come i due gradienti crescano contemporaneamente e questo conferma sia le previsioni meteorologiche, sia l'effettivo peggioramento del tempo avuto.

4.2 ANALISI ALLA MESOSCALA

Per comprendere i meccanismi che hanno consentito al ciclone VAIA di causare ingenti danni, è necessario analizzare la configurazione a una scala più circoscritta.

Innanzitutto, la conformazione della nostra penisola e la presenza di un'orografia complessa a ridosso del mare sono risultati elementi fondamentali per la convergenza di un'imponente quantità di umidità nei bassi strati.

Hanno avuto un ruolo determinante sia la presenza dell'anticiclone posizionato a est dell'Italia, che ha causato lo stazionamento per più giorni della bassa pressione sul Mediterraneo, sia le alte temperature di quest'ultimo a causa di un ottobre insolitamente caldo.

Queste condizioni, sommate alla imponente discesa di aria fredda dalle alte latitudini hanno innescato il ciclone con intense piogge e soprattutto venti estremi il 29 ottobre sera a causa del fortissimo gradiente barico presente.

Tra sabato 27 e domenica 28 è giunto nel Mediterraneo il primo nucleo perturbato, caratterizzato da correnti umide di libeccio (Fig. 4.2.1) con piogge intense (Fig. 4.2.2) sull'Appennino settentrionale e le zone montane dall'alto Piemonte fino alla Carnia.

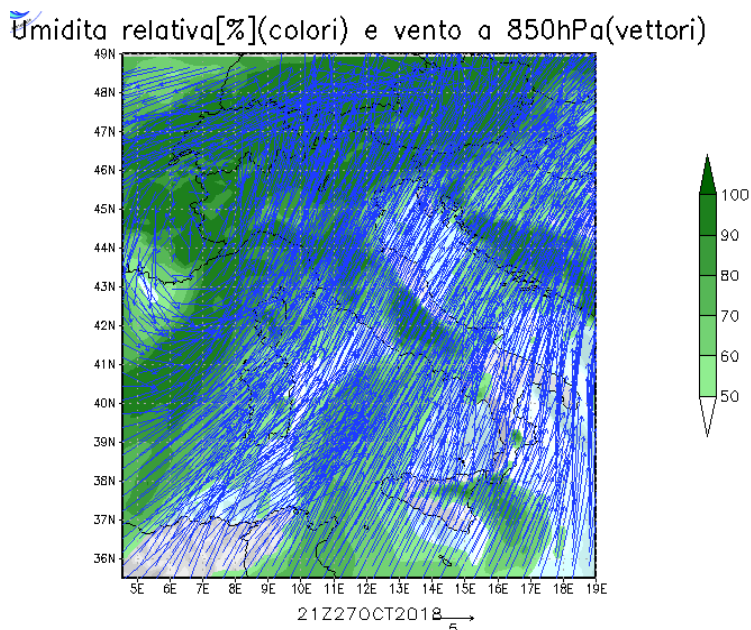


Fig. 4.2.1. Umidità relativa (%) e vento a 850 hPa alle ore 21:00 UTC del 27 ottobre.

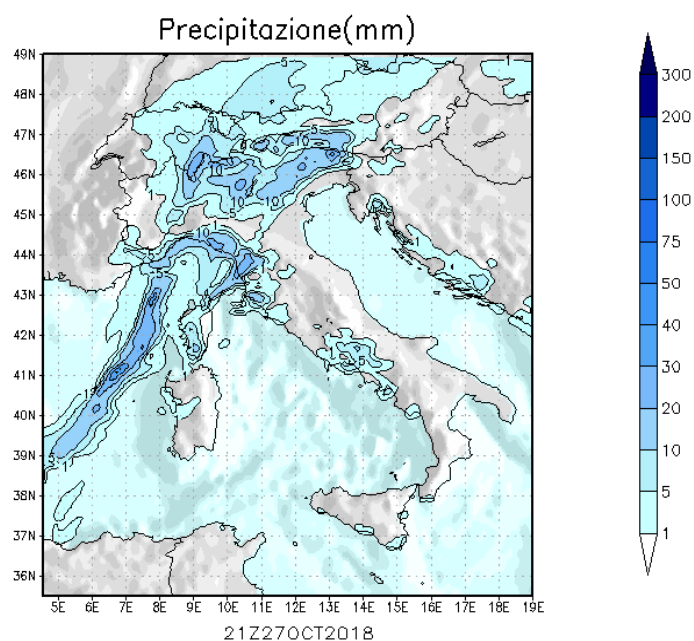


Fig. 4.2.2. Precipitazioni (mm) sull'Italia alle ore 21:00 UTC del 27 ottobre.

Nubifragi in particolare hanno investito l'entroterra di Genova al confine con il bacino padano la sera del 27 (80.4 mm in due ore a Torriglia), generando una prima onda di piena dei corsi d'acqua appenninici (Bisagno, Aveto...). L'intenso flusso meridionale ha sospinto precipitazioni di insolita intensità fin sul Comelico e sull'Alto Adige al confine con l'Austria (straordinari i 95 mm di domenica 27 a Vipiteno, e soprattutto i 299 mm di Sappada). Così entro la mezzanotte del 28 si erano già totalizzati oltre 300 mm di pioggia in molte zone dalle Prealpi bresciane all'alto Friuli, con

vistoso ingrossamento di fiumi come il Serio, il Sarca, l'Adige, il Brenta, il Piave e il Tagliamento, nonché primi danni e interruzioni stradali (Fig. 4.2.3 e 4.2.4).

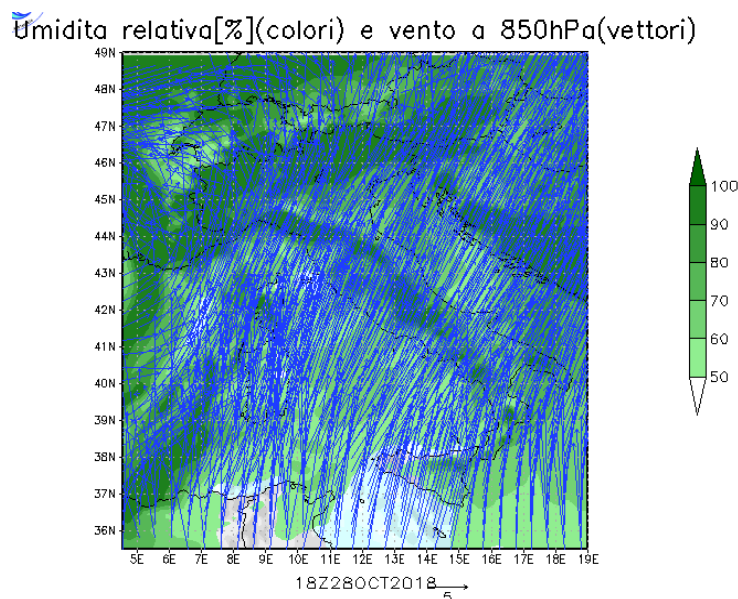


Fig. 4.2.3. Umidità relativa (%) e vento a 850 hPa alle 18:00 UTC del 28 ottobre

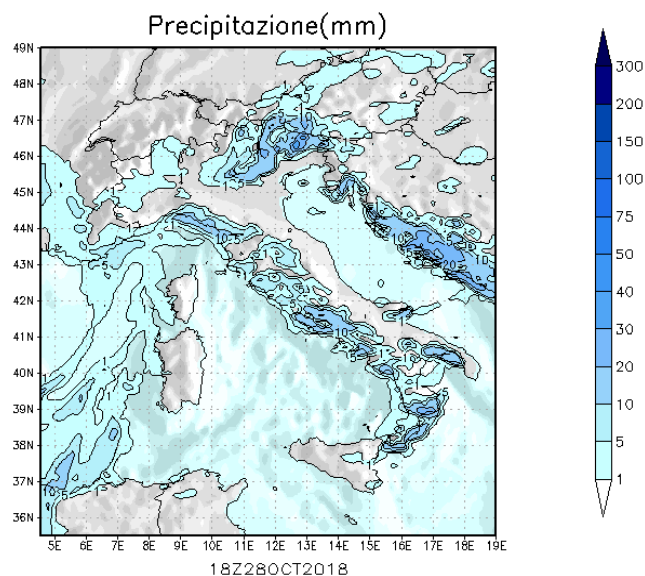


Fig. 4.2.4. Precipitazioni (mm) sull'Italia alle ore 18:00 UTC del 28 ottobre.

La seconda fase, dopo una pausa di poche ore provvidenziale per smaltire i deflussi a valle, si è sviluppata a partire da ovest al mattino di lunedì 29 ottobre con un impetuoso rinforzo dello scirocco (Fig. 4.2.5) e lo sviluppo di violente celle temporalesche autorigeneranti tra la Sardegna, il Mar Tirreno e il Mar Ligure all'approfondirsi della depressione "Vaia" poco a Ovest della Corsica.

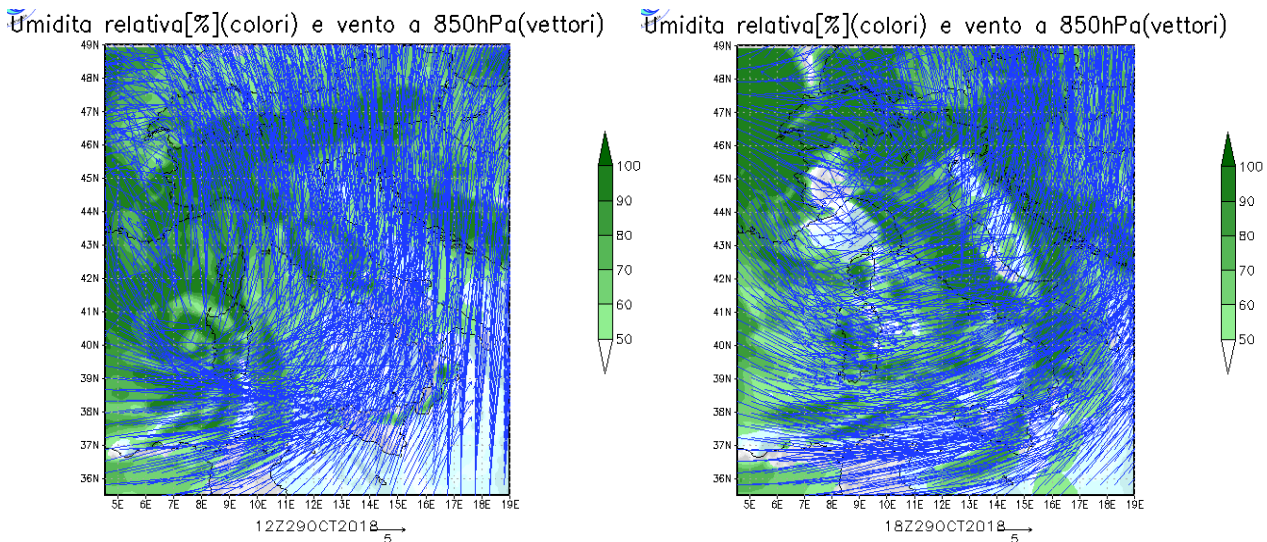


Fig. 4.2.5. Umidità relativa (%) e vento a 850 hpa alle ore 12:00 e 18:00 UTC del 29 ottobre.

Nel pomeriggio-sera la tempesta di vento da Sud-Est si è estesa anche al bacino adriatico, mentre piogge intense si rinnovavano sui suoli già saturi d'acqua di Alpi e Prealpi, stavolta anche del Nord-Ovest, dato il flusso più sud-orientale (Fig. 4.2.6).

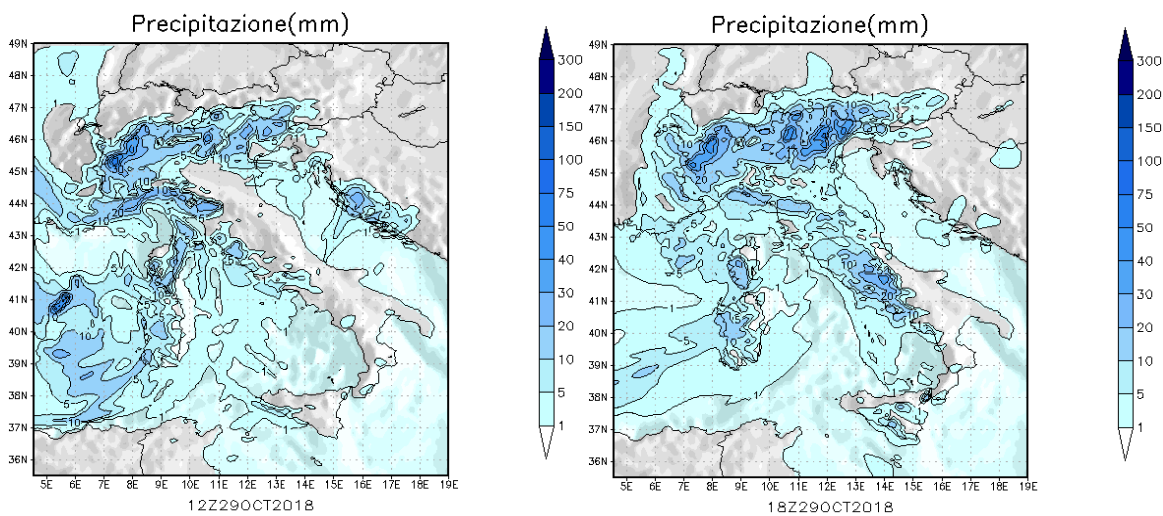


Fig. 4.2.6. Precipitazioni cumulate orarie (mm) sull'Italia alle ore 12:00 e 18:00 UTC del 29 ottobre.

Tra i fenomeni più estremi, grandinate imponenti in Sardegna, rovesci torrenziali sul Levante ligure (72 mm/h a Monterosso al Mare), raffiche di vento diffusamente oltre i 100 km/h con mareggiate e milioni di alberi abbattuti e tetti scoperti, dal Lazio al Friuli.

Nel corso di questa giornata il vortice, alimentato dalla prima massiccia irruzione fredda della stagione dalla Valle del Rodano (ovest delle Alpi), ha subito un rapido approfondimento classificabile quasi come "ciclogenesi esplosiva" (per la quale viene considerata una soglia di 24 hPa di diminuzione della pressione in 24 ore), responsabile del brutale rinforzo dei venti sull'Italia.

Alle ore 00:00 UTC del 29 ottobre il minimo barico era di 995 hPa tra le Baleari e la Sardegna, poi si è mosso verso nord-est, raggiungendo la massima profondità di 978 hPa tra tardo pomeriggio e sera mentre migrava verso le regioni italiane nord-occidentali, con un calo di pressione di 17 hPa in circa 18 ore.

Il centro della profonda depressione è transitato a inizio serata, da sud a nord, sulla pianura torinese: al Collegio Carlo Alberto di Moncalieri alle ore 18:24 la pressione atmosferica è scesa a 947.8 hPa (quota del barometro: 268 m), equivalenti a 978.7 hPa a livello del mare, valore tra i più bassi mai rilevati in oltre due secoli nella zona (Fig. 4.2.7).

Infatti, nella serie torinese di pressione dal 1791, solo in altre sei occasioni il barometro scese ancora più in basso:

- 2 dicembre 1976, 971.7 hPa (minimo assoluto)
- 26 febbraio 1989, 972.1 hPa
- 19 marzo 1797, 976.8 hPa
- 23 gennaio 1897, 978.0 hPa
- 5 marzo 2009, 978.0 hPa
- 30 gennaio 2015, 978.3 hPa

Tra la notte e il mattino di martedì 30 ottobre il vortice si è spostato sulla Svizzera e poi sulla Germania nel pomeriggio, permettendo il dissolvimento del fronte sull'Italia, nonché l'ingresso di correnti più fresche da Ponente.

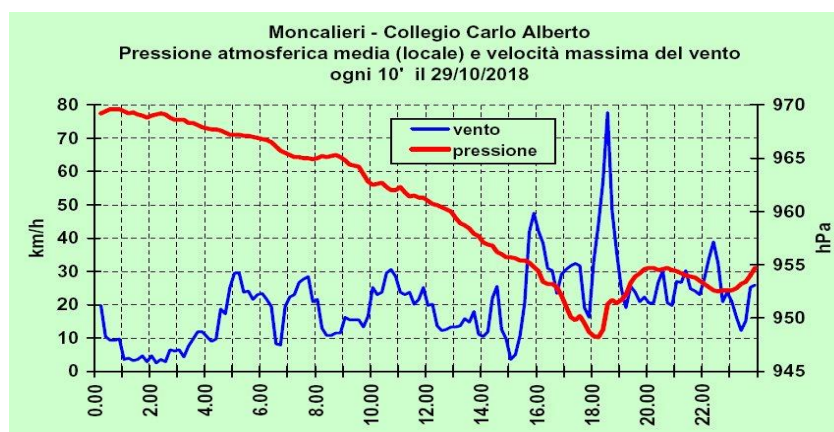


Fig. 4.2.7. Pressione atmosferica (misure locali a quota 268 m) e velocità massima del vento all'osservatorio SMI di Moncalieri-Collegio Carlo Alberto, valori ogni 10 minuti il 29 ottobre 2018. Evidente il minimo barico serale con 947.8 hPa alle ore 18:10, proprio al passaggio del minimo depressionario al di sopra del Torinese. Subito dopo si è verificato un marcato rinforzo dei venti fino a 78 km/h cui è corrisposto un rapido aumento di pressione di circa 3 hPa in pochi minuti per il brusco arrivo di aria più fredda e densa al suolo. Molto raramente sulla pianura torinese si registrano raffiche così forti in configurazioni sciroccali e piovose.

(da <http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).

5. RISULTATI E ANALISI

5.1 DATI PLUVIOMETRICI SUL NORD ITALIA

Precipitazioni (mm) del 26-30 ottobre 2018 in alcune località del Nord Italia							
Località	Ente	26-ott	27-ott	28-ott	29-ott	30-ott	Tot.
Cuneo - CCIAA	ARPA Piemonte	0,0	4,4	8,4	63,0	0,0	75,8
Torino - Consolata	ARPA Piemonte	0,0	3,4	3,4	64,0	0,0	70,8
Oropa (BI)	ARPA Piemonte	0,0	105,0	119,0	147,0	29,4	400,4
Valstrona-Sambughetto (BI)	ARPA Piemonte	0,0	111,0	183,0	145,0	87,4	526,4
Verbania-Pallanza	ARPA Piemonte	0,0	84,4	136,0	149,0	27,2	396,6
Lago Larecchio	ARPA Piemonte	0,0	100,0	143,0	200,0	90,7	533,7
Sondrio	ARPA Lombardia	1,6	63,2	63,0	75,0	7,0	209,8
Milano-Lambrate	ARPA Lombardia	0,6	28,0	45,4	45,0	0,0	119,0
Piazza Brembana (BG)	ARPA Lombardia	7,6	104,6	93,0	93,6	4,0	302,8
Edolo (BS)	ARPA Lombardia	1,4	107,6	75,8	43,0	7,2	235,0
Lagdei (PR)	ARPA Emilia-Romagna	7,4	52,0	125,8	107,2	24,4	316,8
Modena	ARPA Emilia-Romagna	0,0	0,0	1,4	11,0	6,4	18,8
Bolzano	Uff. Idrografico di Bolzano	0,0	27,6	75,4	27,3	3,1	133,4
Dobbiaco (BZ)	Uff. Idrografico di Bolzano	0,0	25,7	71,1	56,3	3,8	156,9
Vipiteno (BZ)	Uff. Idrografico di Bolzano	0,0	64,6	95,3	43,1	9,1	212,1
Trento-Laste	MeteoTrentino	0,0	53,0	66,8	102,2	7,6	229,6
Tremalzo (TN)	MeteoTrentino	0,0	164,6	157,4	61,0	22,2	405,2
Lavarone (TN)	MeteoTrentino	0,0	63,4	207,8	151,6	16,6	439,4
Passo Cereda (TN)	MeteoTrentino	0,4	80,0	319,6	*	*	[400,0]
Venezia - Ist. Cavanis	ARPA Veneto	0,0	0,0	0,8	27,6	0,0	28,4
Verona - Parco Adige Nord	ARPA Veneto	0,2	8,4	37,0	25,6	1,8	73,0
Asiago (VI)	ARPA Veneto	0,0	47,2	92,4	84,6	12,6	236,8
Agordo (BL)	ARPA Veneto	0,0	65,0	271,8	197,0	31,6	565,4
Soffranco (BL)	ARPA Veneto	0,0	168	284,6	214,8	48,4	715,8
Cortina d'Ampezzo (BL)	ARPA Veneto	0,0	47,2	122,4	114,4	14,2	298,2
Sappada (UD)	ARPA Veneto	0,0	74,8	298,6	198,8	23,2	595,4
Barcis (PN)	OSMER-FVG	0,0	89,8	216,2	167,8	11,2	485,0
Malga Chiampiz (UD)	Prot. Civ. Regione FVG	0,2	134,2	384,6	278,4	19,6	817,0
Tolmezzo (UD)	OSMER-FVG	0,0	95,2	195,8	130,4	38,6	460,0
Udine - S. Osvaldo	OSMER-FVG	0,1	7,5	22,7	27,4	34,0	91,7
Trieste-molo	OSMER-FVG	5,8	0,0	12,7	8,4	6,3	33,2
Imperia - osservatorio	ARPA Liguria	0,0	53,6	43,4	24,2	0,0	121,2
Savona - Ist. Nautico	ARPA Liguria	0,0	102,0	45,2	78,2	0,0	225,4
Piampaludo (SV)	ARPA Liguria	1,8	115,2	134,0	145,0	3,4	399,4
Genova-Centro Funzionale	ARPA Liguria	0,2	110,2	5,0	45,0	0,0	160,4
Torriglia (GE)	ARPA Liguria	3,6	302,8	193,0	123,0	1,0	623,4
Cabanne di Rezzoaglio (GE)	ARPA Liguria	3,4	306,4	119,6	140,4	3,6	573,4
Casale di Pignone (SP)	ARPA Liguria	13,2	45,2	45,2	189,4	3,6	296,6
La Spezia - Fabiano	ARPA Liguria	6,0	10,8	38,2	104,0	2,6	161,6
Pontremoli (MS)	SMI	3,4	120,4	114,6	135,0	15,2	388,6
Passo del Cerreto (MS)	SIR Toscana	0,0	13,2	50,6	70,8	88,4	223,0
Fornovolasco (LU)	SIR Toscana	2,0	25,6	6,2	42,8	107,0	183,6
Lucca - Orto Botanico	SIR Toscana	0,0	17,6	1,2	31,2	58,4	108,4
Boscolumo Abetone (PT)	SIR Toscana	0,0	51,4	23,0	61,0	141,8	277,2
Firenze - Genio Civile	SIR Toscana	0,0	0,0	1,8	29,6	11,0	42,4
Isola di Montecristo (GR)	SIR Toscana	0,0	0,0	0,0	31,6	111,8	143,4

Tab. 5.1.1. Dati pluviometrici giornalieri e cumulativi di una serie di località rappresentative del centro-nord Italia. (da <http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).

Le precipitazioni più intense di tutto l'evento, come si vede dalla tab.5.1.1, si sono generate sull'Appennino ligure e sui rilievi alpini del nord-est, dove talora si sono ampiamente superati i 400 mm in tre giorni (Fig. 5.1.2).

Spiccano in particolare i totali pluviometrici, elencati in ordine decrescente, di queste località:

- 817 mm a Casera Chiampiz (Forni di Sotto, UD)
- 716 a Soffranco (BL)
- 623 mm a Torriglia (GE)
- 595 mm a Sappada (UD)
- 534 mm del Lago Larecchio (Ossola, VB)

Al contrario, le località tra la bassa Val Padana e le coste dell'alto Adriatico, sottovento all'Appennino o comunque lontane dall'esaltazione orografica delle piogge sui versanti alpini sopravvento, come spesso avviene in questi casi hanno ricevuto quantità irrisorie:

- 28 mm a Venezia
- 27 mm a Trieste
- 12 mm a Modena

Impressionanti dunque le differenze pluviometriche, causate dall'effetto morfologico-orografico alpino e Appenninico: in Friuli-Venezia Giulia in circa 90 km si è passati dai 17 mm di Grado, sulla costa friulana, agli 817 mm della zona più piovosa della Carnia occidentale (incremento medio di circa 9 mm/km). Volendo confrontare questi dati con alcuni registrati nell'alluvione del 3-4 novembre 1966, la peggiore in termini di danni e perdita di vite umane in Italia da quando si monitorano i dati, emergono alcune sostanziali differenze.

Ad esempio, la stazione di Barcis (Val Cellina, PN) nel 1966 ricevette 751 mm di pioggia in 48 ore, mentre stavolta nello stesso intervallo ha rilevato 384 mm.

Tuttavia, in diverse zone tra Trentino-Alto Adige e Bellunese questa volta in due giorni è piovuto più che nel 1966: ad esempio a Vipiteno (160 mm contro 75 mm), a Trento (169 mm contro 156), o ad Agordo (469 mm contro 445). Occorre però precisare che nel 1966, a differenza dell'Ottobre 2018, si arrivava da un mese estremamente piovoso, con suoli già saturi in precedenza e montagne cariche di neve. Le successive piogge del 3-4 novembre, a causa delle miti e umide temperature sciroccali, sciolsero tutta la neve incrementando l'afflusso alle reti idriche.

Da segnalare, infine, alcuni nuovi primati pluviometrici in Trentino su un periodo di tre giorni, tra cui (<http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>):

- Lavarone: 431 mm (precedente 331 mm nel 1960; inizio serie 1895)
- S. Martino di Castrozza: 335 mm (precedente 264 mm nel 2014; inizio serie 1895)
- Trento: 222 mm (precedente 204 mm nel 1959; inizio serie nel 1893)

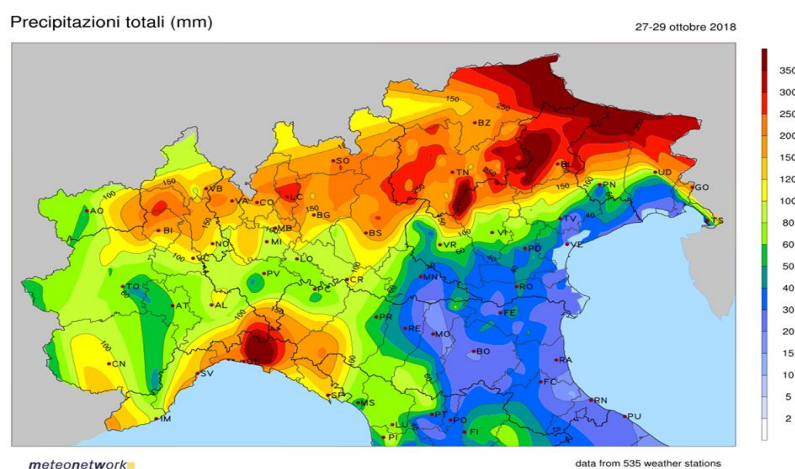


Fig. 5.1.2. Distribuzione delle precipitazioni totali tra il 27 e il 29 ottobre 2018 sul nord Italia (da Meteonetwork).

5.2 DATI PLUVIOMETRICI SUL NORD-EST

Gli eventi piovosi risultano non uniformemente distribuiti sull'area interessata.

Questa condizione dipende da molteplici fattori legati all'orografia, alla distribuzione delle masse d'aria umida, alla distanza dal mare, ecc. Perciò l'afflusso di pioggia su di un'area estesa, per essere rappresentato, deve considerare i dati delle singole stazioni pluviometriche (misura puntuale) relazionandole tra loro con opportuni coefficienti di ragguaglio.

Attraverso il ragguaglio spaziale delle precipitazioni all'area, si ottiene il valore medio dell'altezza di pioggia su di un territorio a partire dal valore misurato in una singola stazione pluviometrica.

Premesso ciò, per rappresentare al meglio i dati pluviometrici del nord-est e in particolare del Friuli-Venezia Giulia, sono state realizzate due carte di distribuzione areale delle precipitazioni utilizzando il metodo Kriging e Spline. Il Kriging (Fig. 5.2.1) è un metodo geostatistico che utilizza la teoria della probabilità con l'applicazione di un modello statistico partendo dalla covarianza tra i punti, in funzione della distanza tra gli stessi e scegliendo i pesi a partire dal grado di somiglianza tra i diversi valori noti della funzione.

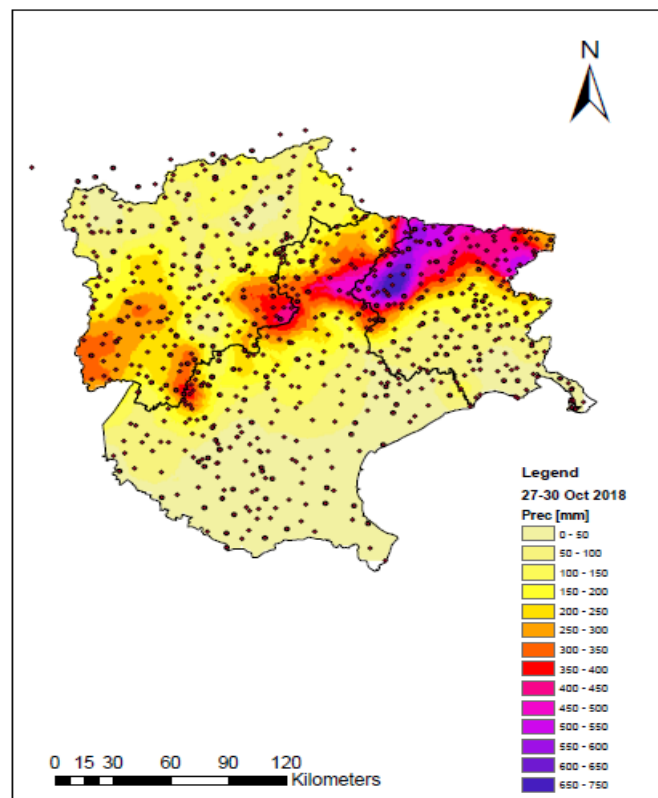


Fig. 5.2.1. Kriging del 27-30 ottobre 2018 sul nord-est. La figura mostra le piogge cumulate nei 4 giorni dell'evento (da Cazorzi, 2018-2019).

Analizzando la carta, risulta evidente quanto il Friuli-Venezia Giulia sia stata la regione maggiormente colpita dalle precipitazioni, soprattutto la zona montana, dove in quasi tutta l'area sono caduti più di 400 mm di pioggia.

In particolare, la zona della Carnia è risultata essere la più piovosa del nord-est ma anche del resto d'Italia. Molto colpite anche le Dolomiti del Bellunese, meno il resto delle Alpi con accumuli medi di 200mm.

Prendendo in considerazione l'alto Friuli, si nota l'enorme differenza di precipitazione tra pianura e montagna, a conferma dell'effetto orografico. Si passa infatti dai 15-20 mm della costa ai 750-800 mm della Carnia, con un gradiente di più di 8 mm/km. Il massimo incremento precipitativo si è avuto nella zona del pordenonese dove, tra alta pianura e montagna (20 km), ha raggiunto i 30mm/km, un valore decisamente estremo.

Questi incrementi pluviometrici risultano ancora più evidenti sulla rappresentazione Spline (Fig. 5.2.2), una carta che sfruttando le isoiete, cioè curve chiuse che indicano aree interessate dalla stessa piovosità, restituisce una superficie a minima curvatura in grado di attraversare tutti i punti di campionamento con andamento dolce e armonioso.

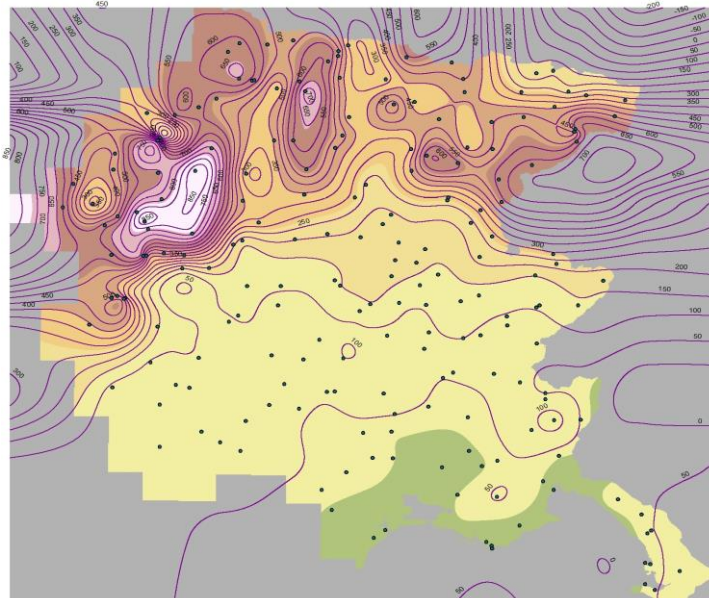


Fig. 5.2.2. Spline riguardante i tre giorni dell'evento con dettaglio sul FVG. I numeri esprimono il totale pluviometrico (mm) delimitato dalle isoiete (da Cazorzi, 2018-2019).

Altro dato significativo che testimonia le abbondanti precipitazioni di quei giorni, riguarda il livello idrometrico dei fiumi. Sono state considerate le piene più consistenti, come quella del Piave e del Tagliamento (Fig. 5.2.3 e 5.2.4), che in certi casi hanno determinato straripamenti e criticità idrauliche.

Per quanto riguarda il primo, il colmo di piena principale a Ponte di Piave è transitato nel primo pomeriggio del 30 ottobre con un livello di 10,93 m. Questa altezza idrometrica ha superato di circa 1,5 m quella dell'evento del novembre 2002, considerato il più intenso degli ultimi vent'anni per quanto riguarda il Piave. Più a monte, a Busche (BL) si è registrata una portata di 1900 m³/s alle ore

7:00 del giorno 30, quando il fiume era già in calo. La piena del Tagliamento a Latisana (UD) mostra il medesimo andamento grafico del Piave. Il livello è tuttavia culminato tre ore e mezza prima, alle ore 10:30 del 30 ottobre, con 8,67 m, valore inconsueto ma non eccezionale (nel novembre 1966 si toccarono i 10,88 m).

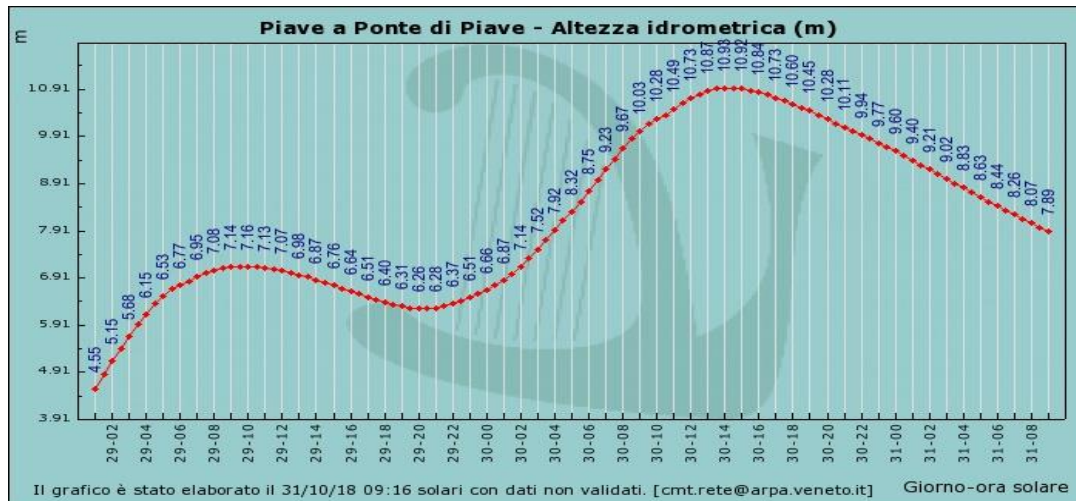


Fig. 5.2.3. Altezza idrometrica (m) del Piave a Ponte di Piave (TV) tra il 29 e 31 ottobre. (da <http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).



Fig. 5.2.4. Altezza idrometrica (m) del Tagliamento a Latisana (UD) tra il 28 e 31 ottobre. (da <http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).

5.3 DATI ANEMOMETRICI

Più che per le precipitazioni, pur molto intense e responsabili di straripamenti e danni al Nord-Est, la depressione "Vaia" verrà ricordata per la violenza dello scirocco che ha soffiato tra mattino e pomeriggio di lunedì 29 ottobre, poi sostituito dal libeccio la sera a partire dai mari italiani occidentali (Fig. 5.3.1).

Le potenti raffiche di vento meridionale si sono talora combinate con ulteriori rinforzi e turbolenze locali, associate ai sistemi temporaleschi, come avvenuto nelle ore centrali del 29 sul Levante Ligure e la sera sui rilievi del nord-est (Fig. 5.3.2). Ecco alcune massime velocità del vento raggiunte il 29 ottobre:

- 102 km/h a Roma-Ciampino
- 119 km/h a Genova-Sestri
- 128 km/h a Lugano (secondo valore in assoluto più elevato per la stazione)
- 128 km/h al Passo Valles (Dolomiti)
- 140 km/h a Urbino-Oss. Serpieri (poco sotto il primato di 146 km/h del 23 dicembre 2009)
- 148 km/h a Capo Carbonara (Sardegna sud-orientale)
- 155 km/h al Colle di Cadibona (Savona)
- 166 km/h al Monte Verena (Altopiano di Asiago, Vicenza)
- 171 km/h alla Spezia e a Follonica
- 180 km/h a Marina di Loano (Savona)
- 192 km/h al Monte Cesen (Treviso)
- 200 km/h sul Monte Rest (Prealpi Carniche)
- 204 km/h sul Monte Gomito (Appennino Tosco-Emiliano)
- 217 km/h a Passo Rolle (Trentino)

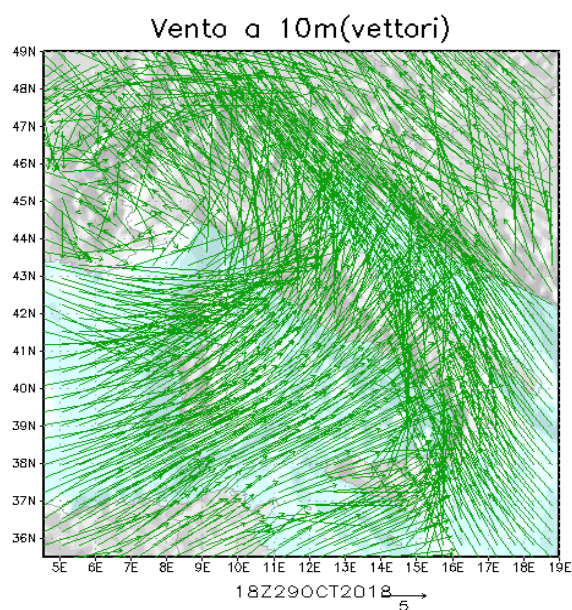


Fig. 5.3.1. Vento a 10 metri alle ore 18:00 UTC del 29 ottobre sull'Italia. Si distinguono venti di Libeccio sul Mar Tirreno e venti di Scirocco sul Mar Adriatico

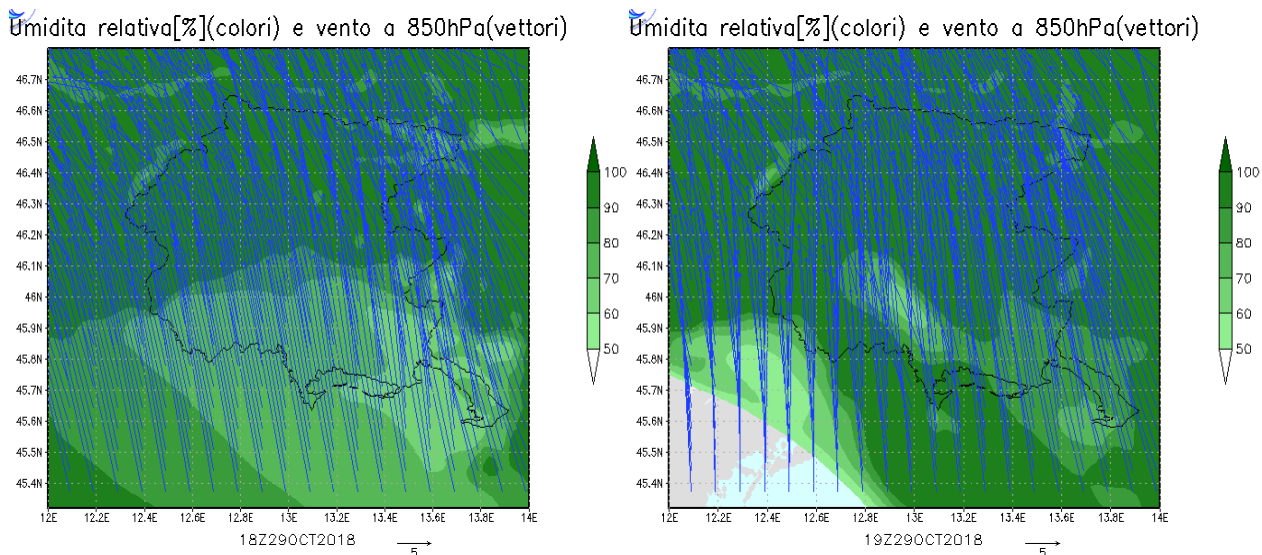


Fig. 5.3.2. Umidità relativa (%) e vento a 850 hPa alle ore 18:00 UTC (sinistra) e alle ore 19 UTC (destra) il 29 ottobre

In particolare proprio a causa dello schianto di numerosi alberi lungo le linee elettriche ma anche a seguito del crollo di piloni, si sono registrati fortissimi disagi alla distribuzione di corrente elettrica su tutto il territorio montano del Triveneto, tanto che il 30 ottobre Terna ed Enel hanno con difficoltà rialimentato 200.000 utenze fra Veneto e Friuli, ma il 31 ottobre le utenze senza energia elettrica erano ancora 10.000 in Carnia, 3.000 nel Trentino orientale (Val di Fiemme e Val di Fassa) e 8.600 nel vicentino, in particolare sull'Altopiano di Asiago (VI).

(<http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>).

5.4 PERICOLOSITÀ E RISCHIO

In questo capitolo viene riportata un'analisi della valutazione del rischio di danno ambientale durante i giorni precedenti l'evento. Tale analisi necessita della definizione di rischio, in particolare dei suoi elementi fondamentali quali la minaccia ambientale, l'esposizione e la vulnerabilità.

Tutti i dati riportati nelle tabelle seguenti, sono stati presi da Osmer FVG e Protezione civile FVG.

5.4.1 DEFINIZIONE DI RISCHIO NATURALE

Pericolosità (P): Probabilità che un fenomeno calamitoso si verifichi in un dato periodo di tempo.

Definisce le caratteristiche del fenomeno fisico. È definita sulla base del tempo di ritorno.

Vulnerabilità (V): Attitudine di un territorio a subire danni; si riferisce alle caratteristiche di uso del territorio nell'area esposta a rischio.

Esposizione al rischio (E): Valore dei beni esposti al rischio.

Danno (D): Prodotto del valore del bene per la sua vulnerabilità $D = V \times E$

Rischio (R): grado di perdita economica e sociale associato ad un particolare fenomeno naturale

$$R = P \times D$$

La Pericolosità è data dalla probabilità di un processo o di un evento con intensità tale da causare danni all'ambiente sociale o naturale.

Il Rischio è la probabilità che si verifichino perdite associate ad un evento pericoloso.

È la combinazione della probabilità di un evento pericoloso e dei danni da esso provocati.

5.4.2 LE INFORMAZIONI DISPONIBILI SULLA PREVISIONE DELL'EVENTO

Nel caso in esame sono state analizzate e messe in relazione le previsioni meteorologiche del centro Osmer FVG con gli avvisi di allerta della protezione civile di Palmanova (UD). Nella metà superiore della Tab. 5.4.2.1 vengono classificati i 4 livelli di allerta tramite colorazione che va dal verde (minima) al rosso (massima); la metà inferiore si divide in 3 tipologie di tabelle tra loro connesse che inquadrano l'evento:

LIVELLO DI ALLERTA		
VERDE=Non sono previsti fenomeni intensi e pericolosi		
GIALLO=Previsti fenomeni intensi, localmente pericolosi o pericolosi per lo svolgimento di attività particolari		
ARANCIO=Previsti fenomeni più intensi del normale, pericolosi per cose e persone		
ROSSO=Previsti fenomeni estremi, molto pericolosi per cose e persone		
AREA	RISCHIO INDIVIDUATO	FINESTRA TEMPORALE
0=NON INDIVIDUATA	0=NON PRESENTE	0=DEFINITA A 72H
1=VAGA	1=POSSIBILE	1=DEFINITA A 48H
2=INDIVIDUATA	2=INDIVIDUATO	2=DEFINITA A 24H
3=DETTAGLIATA	3=CERTO	3=DEFINITA A 12H

Tab. 5.4.2.1. Livello di allerta per area, rischio individuato e finestra temporale (da Cazorzi, 2018-2019).

1. L'area, espressa in termini di precisione previsionale
2. Il rischio individuato, espresso come grado di danno economico, ambientale e sociale associata all'evento
3. La finestra temporale, considerata come intervallo di tempo utile per fornire una previsione affidabile

Per quanto riguarda l'aspetto previsionale (Tab. 5.4.2.2) l'intervallo di tempo considerato va dal giorno 24 al 30 ottobre 2018, poiché è risultato essere il range previsionale più preciso ed affidabile per questo evento. Ciò che emerge dalla Tab. 5.4.2.2 è che:

1. Man mano che la depressione (soprattutto del 29) si avvicinava, l'area è stata definita sempre più dettagliatamente. Questo perché i modelli previsionali sono più precisi tanto più la perturbazione si avvicina.
2. Il rischio individuato di piogge e venti estremi cresce con l'avvicinarsi del giorno 29, poi decresce proporzionalmente all'esaurirsi della perturbazione.
3. La finestra temporale di previsione è anch'essa crescente in prossimità del 29, in quanto la previsione per questa giornata era inizialmente incerta e calcolata nell'ordine di 72ore.
4. Il giorno 28 il livello di allerta meteo era massimo (rosso), essendo ormai certe le dinamiche fisiche della perturbazione per la giornata del 29, la più drammatica.

PREVISIONE METEOROLOGICA OSMER FVG				
DATA PREVISIONE	FINESTRA TEMPORALE	INDIVIDUAZIONE RISCHIO		AREA
		PIOGGE	VENTI	
24/10/18	0	1	1	1
25/10/18	1	2	2	2
26/10/18	2	2	2	2
27/10/18	2	2	2	2
28/10/18	3	3	3	3
29/10/18	2	1	1	2
30/10/18	2	0	0	0

Tab. 5.4.2.2. Previsione meteorologica di OSMER FVG e relativo rischio individuato dal 24/10/18 al 30/10/18 sul FVG.

La Tab. 5.4.2.3, invece, fa riferimento agli avvisi di allerta della protezione civile di Palmanova (UD).

AVVISO DI ALLERTA DELLA PROTEZIONE CIVILE DEL FVG				
DATA ALLERTA	FINESTRA TEMPORALE	INDIVIDUAZIONE RISCHIO		AREA
		PIOGGE	VENTI	
27/10/18	2	2	2	2
28/10/18	3	3	3	3
29/10/18	3	3	3	3
30/10/18	3	2	2	3
31/10/18	2	1	1	1

Tab. 5.4.2.3. Avvisi di allerta della Protezione Civile del FVG dal 27/10/18 al 31/10/18, con i relativi valori di rischio individuato.

5.5 QUANTIFICAZIONE DEI DANNI

Questi eventi estremi generano una serie di conseguenze legate a diverse funzioni svolte dalla copertura vegetale sui versanti montani.

Per prima cosa viene meno la protezione diretta delle piante (abbattute) dall'erosione idrica dei suoli circostanti, causando l'instabilità degli stessi con conseguente incremento di perdita di suolo.

Questa relazione è definita dalla seguente equazione universale della perdita di suolo (USLE):

$$W = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot P \cdot C$$

W	Perdita di suolo annua	t ha ⁻¹
R	Indice di erosività climatica	MJ ha ⁻¹ mm h ⁻¹
K	Erodibilità del suolo	t ha ⁻¹ (MJ ha ⁻¹ mm h ⁻¹)
LS	Fattori topografici	adimensionale
P	Fattori di pratica colturale-sistematoria	adimensionale
C	Fattore di copertura o uso del suolo	adimensionale

Il parametro più importante di tutti è proprio il fattore di copertura o uso del suolo in quanto l'erosione si manifesta quando quest'ultimo viene lasciato privo di copertura ed esposto all'impatto delle gocce di pioggia e quindi al deflusso superficiale dell'acqua.

La copertura vegetale limita considerevolmente la perdita di suolo, infatti essa intercettando le gocce di pioggia, ne riduce l'energia di impatto con il suolo.

La presenza di piante sui versanti, inoltre, li stabilizza in quanto le radici svolgono una funzione consolidante sul terreno trattenendo gli strati più superficiali e riducendone i fenomeni franosi.

Questo perché l'azione di evapotraspirazione delle piante riesce, soprattutto negli strati superficiali del terreno, ad asciugare queste porzioni di suolo e a renderle più compatte e facili da trattenere.

L'elevata quantità di necromassa secca presente, può inoltre causare l'aumento del pericolo di diffusione degli incendi ed il rischio di danni da insetti scoltidi alle porzioni di foreste sopravvissute alla tempesta, soprattutto nel caso del bostrico dell'abete rosso.

Non di meno, sono da considerare i danni economici che si ripercuotono sulla filiera del legno, per diretto abbassamento del prezzo del legname a terra ed indirettamente con ricadute negative di offerta, senza dimenticare la mancata gestione ordinaria dei popolamenti non danneggiati, così come previsto dagli strumenti di pianificazione.

A seguito della tempesta Vaia, la Direzione Foreste del Ministero per le politiche agricole alimentari, forestali e del turismo ha avviato la collaborazione con una rete di Enti Territoriali e di organismi di ricerca forestali, coordinati dalla Società Italiana di Selvicoltura ed Ecologia Forestale (SISEF) per raccogliere una prima stima dei danni alle foreste in termini sia di superfici danneggiate sia di massa di legname danneggiato. Il Laboratorio di Geomatica del Dipartimento di Scienze e Tecnologie Agrarie, Alimentari, Ambientali e Forestali dell'Università degli Studi di Firenze (geo LAB) ha raccolto, aggregato ed armonizzato le informazioni territoriali rendendole disponibili (Chirici et al., 2019).

Per le stime sono stati effettuati sopralluoghi a terra, osservazioni aeree tramite il sorvolo delle aree con elicotteri e aerei, nonché sistemi a pilotaggio remoto e immagini satellitari.

In particolare, l'elaborazione delle immagini multispettrali ottenute da Sentinel 2, grazie alla loro elevata frequenza temporale, pre e post tempesta Vaia, ha permesso di evidenziare le principali aree danneggiate. Di contro però, la limitata risoluzione spaziale delle immagini non ha consentito la mappatura dei danni più diffusi.

La task-force delle Regioni Friuli-Venezia Giulia, Veneto e Lombardia, e delle Province Autonome di Trento e Bolzano, ha messo a disposizione i dati per ogni singola area danneggiata, nel caso del Friuli e delle Province Autonome, e dati aggregati per Comune nelle altre due Regioni.

Incrociando i valori di provvigione disponibili presso i servizi forestali regionali e delle Province Autonome, con il risultato della mappatura delle aree danneggiate è stata ottenuta una prima stima della massa legnosa danneggiata, aggregata per unità amministrativa (Comuni). Per quanto riguarda i danni alle foreste, si stima che la tempesta Vaia abbia interessato 494 Comuni, un territorio complessivo di 2.306.968 ha. Si tratta di un'area con una dominante copertura del suolo a bosco, in particolare peccete, piceo-abieteti e piceo-abieto-faggeti.

A partire dalle informazioni cartografate dal Copernicus HRL, la copertura forestale è stimata pari a 1.399.483 ha, che corrisponde a oltre il 60% della superficie territoriale dei 494 Comuni (Fig.5.5.1). La superficie sulla quale sono stati riscontrati danni consistenti o la completa distruzione del bosco sono pari a 42.873 ha (Fig. 5.5.2), per un totale stimato di 8.689.754 m³ di legname.

Le aree maggiormente interessate da danni alle foreste ricadono in Trentino-Alto Adige, con una superficie danneggiata di circa 22.000 ha, e Veneto con 12.000 ha di boschi distrutti.

Invece, l'ammontare di foreste distrutte in Lombardia e Friuli-Venezia Giulia è stimato essere di circa 4.000 ha e 3.000 ha. Nei 494 Comuni i danni hanno complessivamente interessato circa il 3% della superficie forestale, sebbene in alcune aree i danni abbiano rappresentato fino al 47% della superficie forestale comunale (Fig. 5.5.3).

Con molta probabilità, le superfici e le quantità di legname effettivamente danneggiate saranno sensibilmente maggiori alla stima fatta attualmente, in quanto alcune aree colpite potrebbero non esser state cartografate a causa della copertura nuvolosa e/o nevosa a terra che impedisce l'utilizzo delle immagini satellitari. Inoltre, la presenza di danni non cartografati potrebbe essere dovuta ad un'unità spazialmente ridotta o determinanti un danno diffuso al bosco (MIPAAFT, 2019- associazioneforestaleitaliana.eu/rapporto-nazionale-sullo-stato-dell-foreste/daylight-forest-hd-wallpaper-589802/).

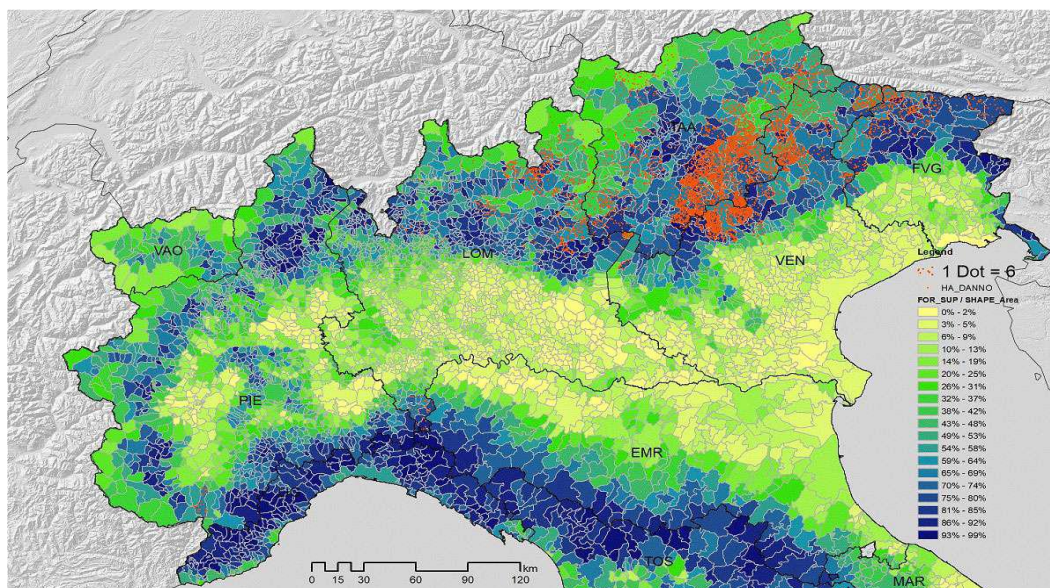


Fig. 5.5.1. Coefficiente di boscosità per Comune e area di impatto dei danni alle foreste della tempesta Vaia. I punti in rosso sono proporzionali ai danni alle foreste causati da Vaia calcolati su base Comunale (1 punto = 6 ha di danno) (da Chirici et al., 2019).

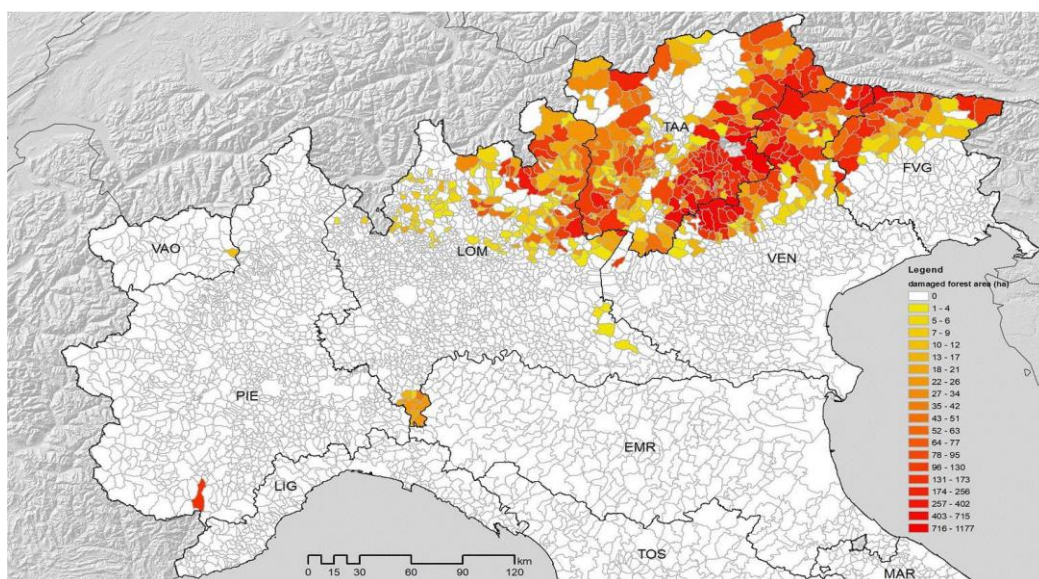


Fig. 5.5.2. Superficie forestale distrutta dalla tempesta Vaia per Comune (da Chirici et al., 2019).

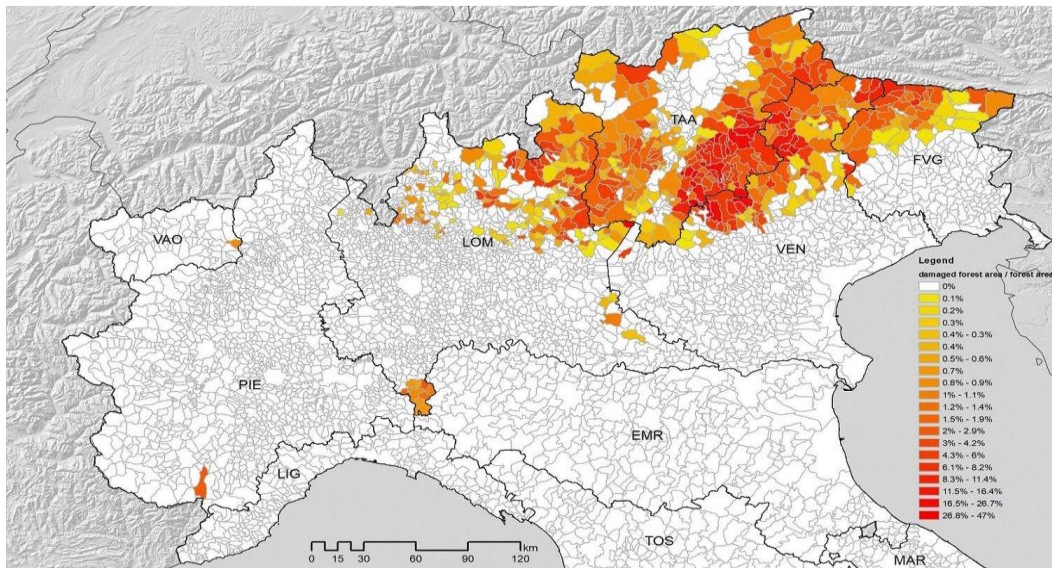


Fig. 5.5.3. Percentuale di superficie forestale distrutta dalla tempesta Vaia (da Chirici et al., 2019).

In conclusione, si può riassumere che Vaia ha:

- distrutto/danneggiato quasi 43 mila ha di bosco, equivalenti ad una superficie di oltre 61 mila campi da calcio (Fig. 5.5.4);
- distrutto circa il 3% della superficie forestale dei 494 comuni coinvolti (in alcuni anche 47%);
- abbattuto circa 8.689.754 milioni di m³ di legname, che equivalgono a una torre di legno alta 1,22 km, eretta anch'essa sopra la superficie di un campo da calcio

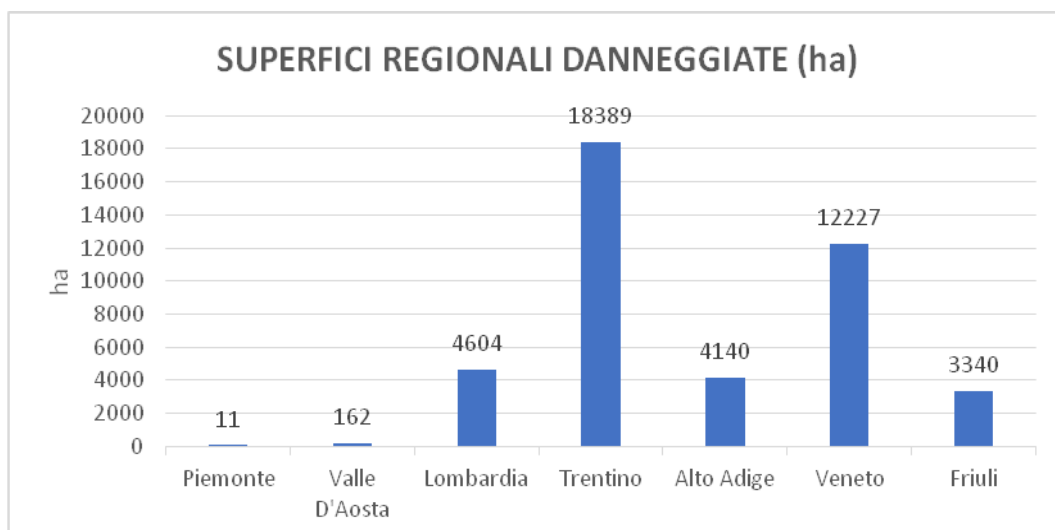


Fig. 5.5.4. Estensione delle foreste danneggiate dalla tempesta Vaia dal Piemonte al Friuli (da Chirici et al., 2019).

5.6 CLASSIFICAZIONE DELLE TEMPESTE EUROPEE

Allargando l'orizzonte spazio-temporale, la tempesta "Vaia" risulta certamente essere un evento estremo di notevole intensità, ma non così raro e particolarmente distruttivo considerando altri eventi simili accaduti in Europa negli ultimi 70 anni. Infatti, questi cicloni sono un fenomeno comune in Europa, specialmente in inverno e lungo le coste atlantiche.

Una misura comune dell'intensità di una tempesta in termini meteorologici è la massima velocità del vento, misurata la velocità del vento di raffica (normalmente la velocità del vento più alta presa su un periodo di 3 secondi) o velocità media su un determinato periodo.

Tuttavia, non necessariamente tutte le forti tempeste causano danni alle foreste e non tutti gli eventi di danno alle foreste sono causati dai fenomeni più gravi. Molte tempeste hanno elevate velocità del vento sopra l'oceano e lungo la costa, ma non causano altrettante alte velocità del vento nell'entroterra (Troen e Petersen, 1989).

Inoltre, il regime dei venti medi di una regione è climatologicamente importante.

Gli alberi si adattano alle condizioni ventose (Hale et al., 2012) rafforzando il loro ancoraggio, perciò una tempesta causerà meno danni in un'area in cui le velocità del vento più elevate si ripetono regolarmente rispetto a un'area in cui le velocità del vento più elevate sono insolite.

Per esempio, per il Regno Unito, si è appreso che le raffiche di vento superiori a 162 km/h nelle località interne possano causare danni catastrofici alle foreste (Quine et al, 1995), mentre in Svezia, la massima velocità di raffica della tempesta di Gudrun (gennaio 2005), una delle tempeste più dannose dell'ultimo mezzo secolo, era di circa 126 km/h nelle località dell'entroterra.

Tuttavia, oltre alla velocità del vento, vi sono altre condizioni meteorologiche che aumentano o riducono i danni alle foreste. Ad esempio, un suolo congelato aumenterà la resistenza degli alberi da sradicare, poichè le radici congelate sono molto più rigide di quelle normali (Silins et al. 2000).

Forti piogge nei giorni precedenti, invece, possono indebolire il suolo e diminuire l'ancoraggio degli alberi (Usbeck et al., 2010) e questo è il caso di "Vaia".

Il risultato è che la vulnerabilità degli alberi o dei boschi dovuta al danneggiamento da vento è una complessa interazione tra la posizione geografica, il suolo, la composizione del popolamento forestale, la gestione passata di quest'ultimo e il suo stato di salute al momento del temporale (Quine e Gardiner, 2007). Prendere in considerazione qualsiasi fattore isolato come mezzo per valutare la vulnerabilità e/o il rischio può essere completamente fuorviante.

Data la vasta gamma di fattori che svolgono un ruolo nell'insorgenza di danni dovuti al vento nelle foreste, è più semplice classificare le tempeste in base al loro impatto sulla foresta piuttosto che sulle variabili meteorologiche.

Il database sui “*Disturbi Forestali in Europa*” (Schelhaas et al., 2001) contiene una panoramica degli eventi di disturbo forestale segnalati in Europa fino all'anno 2000 circa, pur con qualche probabile mancanza. Questi rapporti sono stati raccolti in un ampio studio di letteratura e, sulla base di questa panoramica, Schelhaas et al. (2003) hanno riportato una tendenza al rialzo dei danni nel periodo 1950-2000.

Degli aggiornamenti sulla versione di questa panoramica (Schelhaas 2008a) sono mostrati nella Fig. 5.6.1 con i valori dei danni provocati da tutte le categorie di disturbo forestale in Europa dal 1850 al 2010 e nella Fig. 5.6.2 con i livelli dei danni per ogni mese dell'anno durante lo stesso periodo.

La Fig. 5.6.1 illustra chiaramente i livelli crescenti dei danni causati alle foreste europee dal 1950 ai giorni nostri e che il danno più considerevole è provocato dai forti venti delle tempeste invernali (novembre-gennaio), ovvero dai CET. Il numero di eventi di disturbo riportati e l'accuratezza della segnalazione indubbiamente sono aumentati nel tempo, tuttavia i grandi eventi di disturbo sono ben segnalati in un continente densamente popolato come l'Europa.

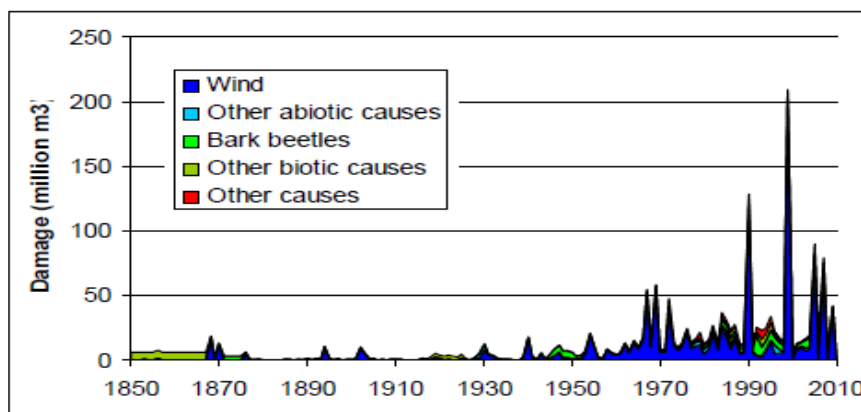


Fig. 5.6.1. Danni totali arrecati alle foreste Europee (milioni di m³) a causa di diversi disturbi. La categoria “other causes” (altre cause) include danni antropici, cause indefinite e cause miste. Bark beetles sono invece gli insetti scolitidi (da Schelhaas 2008a).

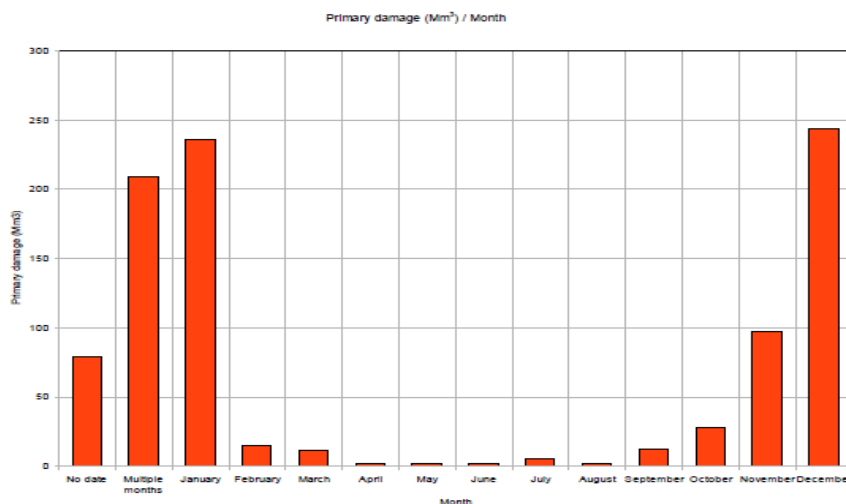


Fig. 5.6.2. Danno dei CET in Europa su scala mensile (da Schelhaas 2008a).

Dal 1950 sono stati registrati oltre 130 cicloni extratropicali che hanno causato notevoli danni alle foreste in Europa con in media due tempeste distruttive ogni anno. La Fig. 5.6.3 illustra il percorso perturbato di undici cicloni tra i più intensi in Europa tra il 1950 e il 2009.

La Fig. 5.6.4 fornisce invece una stima approssimativa dell'area geografica in cui il corrispondente grave danno alle foreste si è verificato. Le coste occidentali sono più esposte, con danni misurati che coprono una zona dalla Francia e dalle Alpi meridionali fino alla Scandinavia meridionale; in alcuni casi i rapporti sui danni si estendono fino agli Stati baltici e alla Russia.

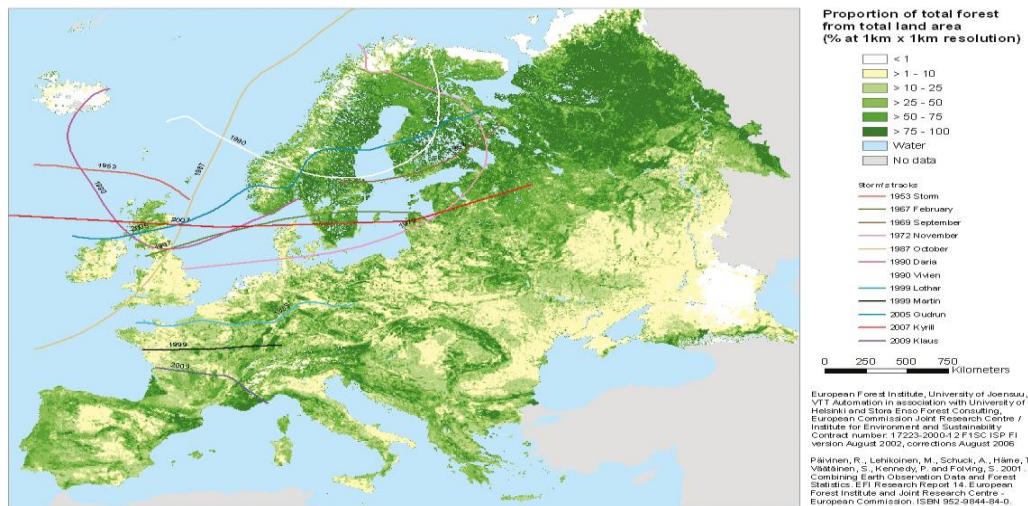


Fig. 5.6.3. Percorsi dei centri di bassa pressione per le tempeste selezionate. La maggior parte delle tracce di tempesta derivano dalla rianalisi della NASA di cicloni extratropicali (da Gardiner et al. 2010).

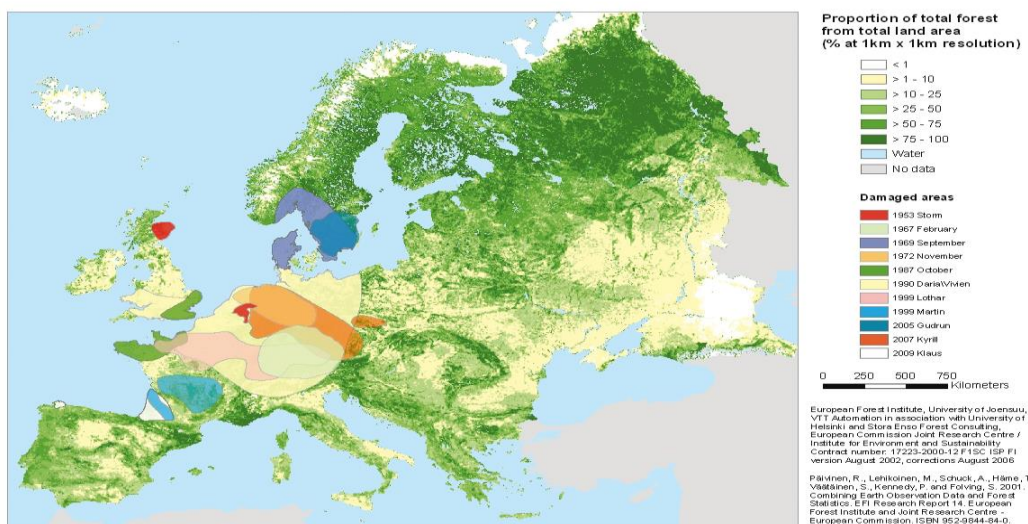


Fig. 5.6.4. Stima delle zone colpite dalle tempeste selezionate (da Gardiner et al. 2010).

Nella Fig. 5.6.5, oltre a “Vaia”, sono stati inseriti gli undici cicloni extratropicali (Gardiner et al., 2010) già riportati nelle figure precedenti.

In alcune di queste date si sono verificati più cicloni nello stesso anno, pertanto i valori riportati (Mm³) risultano dalla somma di questi (es 1990, 1999).

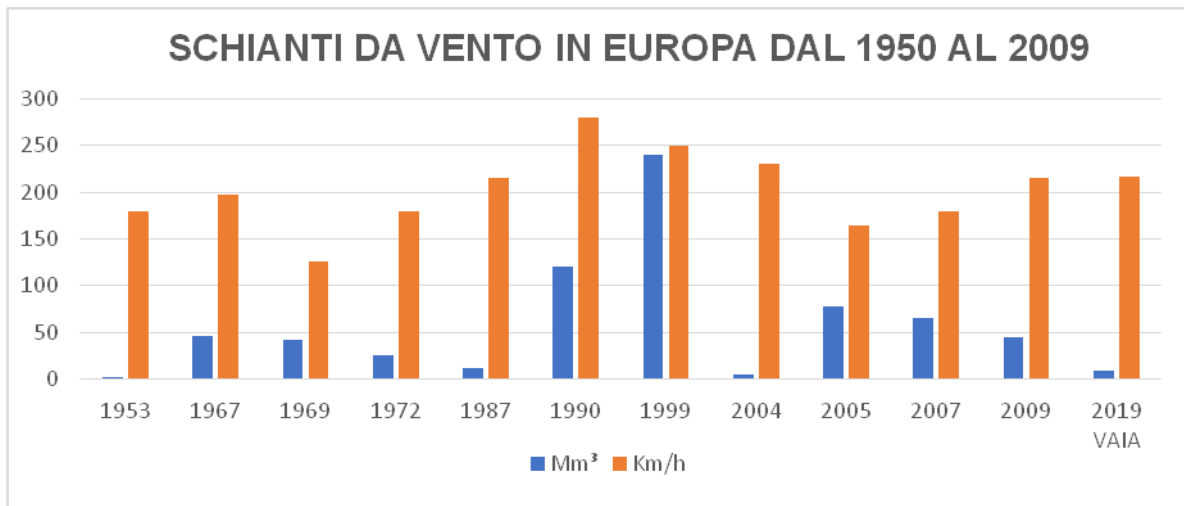


Fig. 5.6.5. In blu sono riportati i milioni di metri cubi di legno schiantati (Mm³); in arancio l'intensità dei venti (km/h) (da Gardiner et al., 2010).

Altri eventi decisamente impattanti avvenuti nel periodo indicato ma non descritti in dettaglio sono stati:

- 1954 – Svezia: 18,4 Mm³ abbattuti
- 1975 – Russia: 22 Mm³ abbattuti
- 1982 – Francia: 12 Mm³ abbattuti
- 1984 – Germania: 13 Mm³ abbattuti

In totale, nel periodo dal 1950 ad oggi il volume di bosco distrutto dal vento in Europa è in media di 38 milioni di metri cubi all'anno (Gardiner et al., 2013). In confronto, gli incendi sono responsabili del 16% dei danni subiti da boschi e foreste, cioè il vento fa tre volte i danni prodotti dalle fiamme (Fig. 5.6.1). Anche escludendo eventi più remoti, di cui pure si ricordano le conseguenze ancora oggi, negli ultimi 30 anni in Europa si sono verificati almeno cinque fenomeni che hanno avuto un impatto molto superiore a “Vaia”.

5.7 PIANIFICAZIONE FORESTALE

Da questi primi risultati, si evidenzia come la tempesta Vaia risulti essere l'evento naturale di maggior disturbo verificatosi in Italia a discapito degli ecosistemi forestali da quando si raccolgono i dati, oltre ad aver interessato una grande varietà di categorie forestali (pinete, peccete montane pure, peccete subalpine, peccete miste, boschi misti del piano montano con abete, peccio e faggio), tipi strutturali (foreste monostratificate, pluristratificate, pure, miste ed anche cedui) e di settori altitudinali.

Le stime ottenute sono utili per poter pianificare gli interventi necessari alla gestione futura delle aree danneggiate.

L'asportazione del legno morto in tempi brevi consentirà di recuperare in parte il valore economico residuo del legno stesso e preservarne in parte le caratteristiche tecnologiche (Fig. 5.7.1).



Fig. 5.7.1. Catasta di legno nei pressi di Sutrio (UD). Foto scattata il 02/03/19.

Ciò consentirebbe anche di limitare la pullulazione degli insetti scolitidi e mitigare il pericolo di incendi nei mesi successivi.

La pianificazione forestale dell'area dovrà essere rivista adeguando le previsioni di prelievo per i prossimi 15-20 anni sulla base del nuovo scenario creatosi, pur mantenendo costante la fornitura dei servizi ecosistemici di questi comprensori forestali.

Attenzione dovrà essere posta anche alla gestione della fauna selvatica, al fine di sostenere il più possibile la rinnovazione naturale, favorendo anche una diversificazione compositiva e strutturale dei boschi per renderli sempre più resistenti e resilienti a questi eventi estremi, che si verificheranno sempre più frequentemente in relazione ai cambiamenti climatici in atto (MIPAAFT, 2019-associazioneforestaleitaliana.eu/rapporto-nazionale-sullo-stato-dell-foreste/daylight-forest-hd-wallpaper-589802/).

Il rischio di danni causati dal vento è una combinazione di fattori esogeni (fattori esterni come la velocità del vento che non può essere controllata) e fattori endogeni (fattori interni che possono essere controllati).

Il modo più diretto per gestire i fattori endogeni è la gestione forestale, la quale implica una sua pianificazione. È importante rendersi conto che sotto circostanze in cui il rischio complessivo è basso, ad esempio zone climatiche poco ventose o con venti di bassa intensità, il costo di qualsiasi azione di mitigazione potrebbe non essere giustificato.

Analogamente, se il rischio è molto alto (clima ventoso o venti di alta intensità) le conseguenze economiche di qualsiasi gestione di mitigazione, potrebbero non essere giustificate dalla riduzione dei benefici economici.

È quando il rischio è intermedio che la mitigazione attraverso la gestione forestale può avere il massimo beneficio. Nell'ambito del rischio intermedio, piccole riduzioni della vulnerabilità (ad esempio aumenta la velocità del vento critico) attraverso un'attenta gestione possono produrre una notevole riduzione della probabilità di danno del vento.

Allo stesso modo, piccoli aumenti della vulnerabilità, per esempio non sbloccando scarichi, o diradamenti troppo tardivi o troppo pesanti, possono produrre un considerevole aumento nella probabilità di danno.

Infatti, una popolazione di abete rosso di trent'anni è molto più vulnerabile e ha un tempo di ritorno di danno molto breve rispetto a una popolazione costituita da diverse specie e non coetanee.

Perciò, il rischio cambia con il tempo e generalmente le foreste si spostano verso una maggiore vulnerabilità (minore velocità del vento critico) con l'aumentare dell'età e dell'altezza: la gestione deve tenere conto del rischio nel corso della vita futura della foresta e non considerare solo il presente. Le strategie di mitigazione del rischio devono calcolare il rischio sull'intero ciclo e bilanciare il costo con qualsiasi beneficio.

Ad esempio, anche se i tagli programmati anticipatamente possono avere un costo elevato e rendere leggermente più instabili i pendii per alcuni anni dopo il diradamento, il rischio complessivo per la vita degli alberi sarà ridotto. Allo stesso modo, sostituire una specie con un'altra ritenuta meno vulnerabile, potrebbe richiedere un costo economico elevato, quindi poco favorevole.

Inoltre, potrebbe risultare poco vantaggioso anche il tempo impiegato dalla specie sostitutiva per ridurre l'età complessiva del popolamento, poiché trascorrerebbe molti più anni sotto l'influenza del rischio rispetto a una specie a crescita più rapida (avrebbe un rischio cumulativo più alto).

Le strategie seguite dipenderanno dalla maturità del popolamento e dal fatto che sia neutrale o meno al rischio, ma dipenderà anche dagli obiettivi di gestione.

Se l'obiettivo principale è mantenere la copertura dell'albero, il costo potrebbe essere un problema secondario e i proprietari potrebbero essere disposti a investire una considerevole quantità di denaro per ottenere piccoli incrementi nella riduzione della vulnerabilità.

Se l'obiettivo principale è economico, allora qualsiasi spesa per la riduzione del rischio dovrà essere bilanciata con ogni vantaggio economico (riduzione in perdite, valori di legname più alti e rotazioni più lunghe, ecc...).

La gestione delle foreste può ridurre con successo il rischio di danni causati dal vento e può essere migliorata attraverso politiche forestali regionali e nazionali, risultando più efficace in quelle con rischio intermedio calcolato. È improbabile che le politiche di mitigazione siano efficaci nelle foreste ad alto rischio e solitamente non sono necessarie per le foreste a basso rischio (Gardiner et al, 2013).

6. CONCLUSIONI

La tesi ha analizzato un evento meteorologico estremo causato da un ciclone extra-tropicale, denominato “Vaia”, che tra il 27 e il 30 ottobre 2018 ha colpito duramente soprattutto l’Italia nord-orientale, con piogge e venti estremi come non si erano mai visti nel nostro paese a memoria d’uomo.

L’analisi è stata svolta prima sulle caratteristiche meteorologiche dell’evento e poi sugli impatti causati da questo.

Più precisamente, sono state descritte nel dettaglio tutte le caratteristiche fisico-strutturali di un ciclone extra-tropicale, infine sono state effettuate un’analisi a scala sinottica e una alla mesoscala utilizzando i dati modellistici del CRMA dell’ARPA FVG di Palmanova (UD).

Da queste analisi meteorologiche, è emerso che il motivo dell’eccezionalità delle precipitazioni, ma soprattutto dei venti molto intensi, è dipeso dai forti gradienti di pressione e di geopotenziale che si sono formati nel bacino del Mar Mediterraneo, come ben si vede in Fig. 4.1.1.1 del cap. 4.1.1.

In particolare, la sera del 29 ottobre questi gradienti hanno raggiunto i valori più estremi registrati durante tutto l’evento, generando proprio in quelle ore venti oltre i 200 km/h che hanno devastato le foreste del nord-est italiano.

Analizzando invece i risultati finali della tesi, è possibile affermare che le previsioni meteorologiche dell’evento nei giorni precedenti, sono risultate sufficientemente precise e corrette, in relazione alla gravità dell’evento nei tre giorni totali.

Questo ha consentito la contemporanea emissione di altrettanti avvisi di allerta meteo, sia da parte dell’OSMER che della Protezione Civile, per quanto riguarda la regione Friuli-Venezia Giulia, presa come riferimento in questa tesi.

Tuttavia, i venti estremi della sera del 29 ottobre furono sottostimati, in quanto non si prevedevano punte di oltre 200 km/h, ma tra i 100 e i 150 km/h, valori comunque distruttivi per le foreste, ma che forse avrebbero causato danni più marginali.

Dal punto di vista dei danni registrati, infatti, la tempesta Vaia ha distrutto/danneggiato quasi 43 mila ha di bosco suddivisi in 4 regioni: Lombardia, Trentino-Alto Adige, Veneto e Friuli-Venezia Giulia.

Vaia ha perciò colpito circa il 3 % della superficie forestale dei 494 comuni coinvolti (in alcuni anche 47%) e abbattuto circa 8.689.754 milioni di m³ di legname, tutto questo durante la sera del 29 ottobre in poche ore.

Infine, in questa tesi è stato riportato un confronto con altri undici cicloni extra-tropicali europei, tra i più distruttivi degli ultimi settant’anni.

Ciò che emerge è che Vaia risulta un fenomeno meteorologico certamente violento e raro, ma non il più estremo, come risulta dalla Fig. 5.6.5 del capitolo 5.6, in quanto in questi settant'anni analizzati in Europa, ci sono stati cicloni molto più distruttivi, almeno dal punto di vista del danno causato.

Anche sulla base dell'esperienza maturata in seguito a queste tempeste, è stato possibile effettuare degli interventi selvicolturali immediati e mirati, come la corretta e tempestiva rimozione di alberi in zone pericolose e dannose per l'uomo.

Sarà sicuramente fondamentale una corretta pianificazione forestale, almeno nei prossimi vent'anni per quanto riguarda i prelievi arborei da effettuare nelle zone più colpite, per non aggravare il già tragico bilancio economico, paesaggistico e ambientale.

Il problema della rinnovazione delle foreste, sempre sulla base di altre tempeste europee, potrà essere inizialmente risolto con delle rinnovazioni artificiali di specie differenti e più resistenti dal punto di vista eolico, lasciando poi il compito alla rinnovazione naturale.

La rinnovazione artificiale, di specie forestali diverse, comporta infatti una maggiore resistenza e salute dell'intero popolamento forestale, che dovrà comunque essere monitorato e gestito sia dal punto di vista dimensionale della pianta stessa, che dell'età del popolamento.

Tutte queste pianificazioni e gestioni forestali, se ben eseguite e mantenute nel tempo, dovrebbero ridurre significativamente il rischio di danno ambientale al verificarsi di una futura tempesta analoga a Vaia.

7. RINGRAZIAMENTI

Le prime persone che voglio ringraziare per avermi sempre sostenuto e incoraggiato soprattutto nei momenti non facili di questo mio percorso universitario sono senza dubbio i miei genitori, Maurizio e Roberta e mia sorella Federica. Senza il loro aiuto probabilmente non avrei raggiunto questo obiettivo così importante per la mia vita.

Ringrazio poi tutti i miei amici e compagni universitari tra cui Mitch, Lore, Ciujan, Luca, Bert che mi hanno sempre aiutato e con cui ho condiviso momenti indimenticabili insieme tra feste e risate, vi voglio bene. Ringrazio inoltre il mio amico Ciko per i consigli e il sostegno dimostrato ogni giorno, che mi hanno spronato a non mollare mai.

Un grazie lo rivolgo anche al mio relatore prof. Paolo Ceccon per il costante aiuto fornitomi nel realizzare questa tesi, come anche al prof. Federico Cazorzi e al mio tutor aziendale dott. Dario Giajotti.

Un ringraziamento speciale va poi a Jessica, la mia ragazza che da più di tre anni mi “sopporta” e soprattutto mi ha supportato condividendo con me gioie e fatiche di questo lungo percorso: ti amo! Una dedica vorrei anche farla a mia nonna Lorenzina e agli altri nonni che non ci sono più, ai quali va un pensiero speciale pensando a quanto sarebbero stati orgogliosi di questo mio traguardo.

Infine, ma non per questo meno importante, ringrazio la mia cagnolina Kira che nei momenti difficili di questi anni ha saputo rallegrarmi e tirarmi su di morale, facendomi distrarre da tutti i problemi.

8. BIBLIOGRAFIA

Buzzi, A., S. Tibaldi. (1978). *Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc, 104, 271-287.

Cazorzi F. (2018-2019). *Fondamenti di idrologia*. Corso di Sistemazioni Idraulico-Forestali, Università degli Studi di Udine.

Chirici G., Giannetti F., Travaglini D., Nocentini S., Francini S., D'Amico G., Calvo E., Fasolini D., Broll M., Maistrelli F., Tonner J., Pietrogiovanna M., Oberlechner K., Andriolo A., Comino R., Faidiga A., Pasutto I., Carraro G., Zen S., Contarin F., Alfonsi L., Wolynski A., Zanin M., Gagliano C., Tonolli S., Zoanetti R., Tonetti R., Cavalli R., Lingua E., Pirotti F., Grigolato S., Bellingeri D., Zini E., Gianelle D., Dalponte M., Pompei E., Stefani A., Motta R., Morresi D., Garbarino M., Alberti G., Valdevit F., Tomelleri E., Torresani M., Tonon G., Marchi M., Corona P., Marchetti M. (2019). *Stima dei danni della tempesta "Vaia" alle foreste in Italia*. Forest@, 16, 3-9. doi:10.3832/efor3070-016

Crespi A., Brunetti M., Lentini G., Maugeri M. (2018). *1961–1990 high-resolution monthly precipitation climatology for Italy*. International Journal of Climatology, 38: 878–895 (2018).

Gardiner B., Blennow K., Carnus J.M., Fleischer P., Ingemarson F., Landmann G., Lindner M., Marzano M., Nicoll B., Orazio C., Peyron J.L., Reviron M.P., Schelhaas M.-J., Schuck A., Spielmann M., Usbeck T. (2010). *Destructive storms in European forests: past and forthcoming impacts*. European Forest Institute, European Commission. DG Environment. doi:10.13140/RG.2.1.1420.4006.

Gardiner B., Schuck A., Schelhaas M.-J., Orazio C., Blennow K., Nicoll B. (eds) (2013). *Living with storm damage to forests. What Science Can Tell Us 3*. European Forest Institute.

Giaiotti D. e Stel F. (2018-2019). *Cicloni tropicali ed extratropicali*. Corso di Fisica dell'Atmosfera, Università degli studi di Trieste.

Hale S.E., Gardiner B.A., Wellpott A., Nicoll B.C., Achim A. (2011). Wind loading of trees: Influence of tree size and competition. Eur. J. Forest Res. (2012) 131: 203. <https://doi.org/10.1007/s10342-010-0448-2>.

Quine C.P., Coutts M.P., Gardiner B.A., Pyatt D.G. (1995). *Forests and wind: Management to minimise damage*. Forestry Commission Bulletin 114. London, HMSO

Quine C.P., Gardiner B.A. (2007). *Understanding how the interaction of wind and trees results in windthrow, stem breakage and canopy gap formation*. In: Johnson E. (Ed.) Plant disturbance ecology: the process and the response. Academic Press.

Schelhaas M.J., Varis S., Schuck A. (2001). *Database on Forest Disturbances in Europe (DFDE)*. European Forest Institute, Joensuu, Finland.

Schelhaas M.J., Nabuurs G.J., Schuck A. (2003). *Natural disturbances in the European forests in the 19th and 20th centuries*. Global Change Biology, 9(11), 1620-1633.

Schelhaas M.J. (2008a). *Impacts of natural disturbances on the development of European forest resources: application of model approaches from tree and stand levels to large-scale scenarios*. Dissertations Forestales 56, Alterra Scientific Contributions 23.

Silins U., Lieffers V.J., Bach L. (2000). *The effect of temperature on mechanical properties of standing lodgepole pine trees*. *Trees*, 14: 424–428.

Troen I., Petersen E.L. (1989). *European Wind Atlas*. Risø National Laboratory, Roskilde.

Usbeck T., Wohlgemuth T., Dobbertin M., Pfister C., Bürgi A., Rebetez M. 2010a. *Increasing storm damage to forests in Switzerland from 1858 to 2007*. *Agri. Forest Meteo.* 150, 47-55.

9. SITOGRAFIA

Acordon V., Berro D., Castellano C. (2018). *Tempesta di fine ottobre 2018*.

<http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>

Campagnolo M. (s.d.). *Glossario di Meteorologia*.

<http://www.margheritacampaniolo.it/meteo/glossario.htm>

Genovese G. (s.d.). *Le Perturbazioni: depressione mediterranea*.

<https://www.meteoindiretta.it/giornale-meteo/3595/le-perturbazioni-depressione-mediterranea/>

Genovese. (s.d.2). *Le Perturbazioni: Minimo sul Golfo di Genova*.

<https://www.meteoindiretta.it/giornale-meteo/3579/le-perturbazioni-minimo-sul-golfo-di-genova/>

MIPAAFT (2019). *Rapporto sullo stato delle foreste e del settore forestale in Italia*. Arezzo (AR):

Compagnia delle Foreste S.r.l. Tratto da <http://www.associazioneforestaleitaliana.eu/rapporto-nazionale-sullo-stato-dell-foreste/daylight-forest-hd-wallpaper-589802/>

Vascotto M. (s.d.). *Analisi Sinottica. Meteorologia*.

<http://www.saturore.it/Appunti%20%20MASSIMO%20VASCOTTO/Meteorologia/Analisi%20Sinottica.pdf>

Vascotto Massimo. (s.d.). *Cicloni Extratropicali (CET)*.

https://digilander.libero.it/Binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni_Extra_Tropicali_PPT.pdf

<http://www.arpa.fvg.it/cms/>

<https://content.meteoblue.com/ro/meteoscool/large-scale-weather/atmospheric-circulation>

<https://www.gmpe.it/node/158>

<https://www.meteonetwork.it/rete/livemap/>

<http://www.nimbus.it/eventi/2018/181031TempestaVaia.htm>

<http://www.osmer.fvg.it/home.php>

<http://www.protezionecivile.fvg.it/it>

<http://spazioinwind.libero.it/binophone/Meteorologia%20&%20Oceanografia/Cicloni%20Extra%20Tropicali.pdf>