Relazione finale del Progetto

"Conoscenza della riserva idrica nevosa anche attraverso l'attivazione di siti sperimentali di misura e messa a punto di indicatori dello stato quantitativo delle risorse idriche"

Finanziato da
REGIONE PIEMONTE

POLITECNICO DI TORINO
Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili

Luglio 2010

Relazione finale del Progetto

"Conoscenza della riserva idrica nevosa anche attraverso l'attivazione di siti sperimentali di misura e messa a punto di indicatori dello stato quantitativo delle risorse idriche"

Responsabile della ricerca

Prof. Pierluigi **CLAPS**

Responsabile operativo

Ing. Paola **ALLAMANO**

Premessa

La presente relazione si inquadra nella collaborazione di ricerca tra la Direzione Pianificazione delle Risorse Idriche della Regione Piemonte ed il Dipartimento di Idraulica del Politecnico di Torino, finalizzata alla **conoscenza della riserva nevosa attraverso l'attivazione di siti sperimentali di misura e messa a punto di indicatori dello stato quantitativo delle risorse idriche**.

Essa riassume le attività svolte durante i tre anni di contratto per quanto riguarda la selezione dei siti per l'installazione, la scelta e l'acquisto degli strumenti, le problematiche di installazione, il controllo e la validazione dei dati, la verifica degli errori di misura, l'impostazione delle relazioni per la stima indiretta dell'SWE.

Si ringrazia il personale dell'Arpa Piemonte per la collaborazione ai fini del mantenimento della funzionalità dei siti sperimentali e per aver messo a disposizione tutte le informazioni ed i dati necessari alla riuscita del progetto.

Indice

1. Introduzione **5**

2. Caratteristiche della neve fresca **8**

2.1 La densità della neve 8

2.2 Misura diretta delle caratteristiche della neve fresca 10

2.2.1 Nivometro ad ultrasuoni 10

2.2.2 Snow Pillow 11

2.2.3 Misure manuali di densità 11

2.3 Cause di errore nelle misure pluviometriche 12

2.4 Metodi per la stima indiretta della densità 13

3. I siti sperimentali **16**

3.1 La selezione dei siti 16

3.2 Scelta ed installazione degli strumenti 17

3.2.1 Nivometro ad ultrasuoni ULM20/N 17

3.2.2 Pluviometro CAE-PMB2 18

3.2.3 Pluviometro CAE-PMB2/R 18

3.2.4 Snow Pillow (Intermountain Env.) e CS440 Liquid level sensor (Campbell Sci.) 19

3.3 Prove di laboratorio 20

3.4 Schema di installazione definitivo 24

4. Le stagioni di misura **26**

4.1 Lago Pilone 2007-2008 26

4.2 Lago Pilone 2008-2009 27

4.3 Lago Pilone 2009-2010 28

4.4 Limone Pancani 2009-2010 29

5. Il controllo e la validazione dei dati **31**

5.1 Cause di errore nelle misure di SWE 31

5.2 Effetto della precisione degli strumenti 34

5.3 Validazione tramite misure manuali 36

5.4 Criteri di selezione degli eventi 41

5.4.1 L'efficienza del pluviometro 42

6. Stima indiretta dell'SWE **46**

6.1 Relazioni ottenute con $dt = 24$ ore 46

6.1.1 Stima da nivometro e termometro 46

6.1.2 Correzione del dato pluviometrico di stazione 48

6.1.3 Stima da pluviometro 50

6.2 Relazioni ottenute con $dt = 3$ ore 51

7. Applicazione a due bacini campione **52**

8. Conclusioni **57**

Bibliografia **58**

Appendice A: Stazioni **64**

Appendice B: Modelli per diverse durate **70**

10.1 Relazioni ottenute con $dt = 6$ ore 70

10.2 Relazioni ottenute con $dt = 12$ ore 71

Allegato: Eventi **72**

A.1 Eventi 2007-2008 73

Lago Pilone 73

A.2 Eventi 2008-2009 105

Lago Pilone 105

A.3 Eventi 2009-2010 134

Lago Pilone 134

Limone Pancani 181

Introduzione

Le prime misure della precipitazione nevosa furono condotte negli Stati Uniti verso la metà del 1800 utilizzando una rete di strumenti gestiti dalla Smithsonian Institution (Henry, 1917). Negli anni '40 del '900 nacquero i primi centri di ricerca per lo studio dei processi nivali a Davos (Svizzera), Sapporo (Giappone), Donner Pass (California), Glacier National Park (Montana) e altri. Una decina di anni dopo ebbero inizio le prime indagini sistematiche, sia di campo che di laboratorio ad opera di Diamond and Lowry (1954); Bossolasco (1954) e Gold and Power (1954).

Lo studio della dinamica nivale è ancora oggi molto attuale sia da un punto di vista tecnico che scientifico ed i fattori che influenzano la densità della neve sono stati oggetto di molti studi (Grant and Rhea, 1974; Colbeck, 1987; Chaston, 1989; Super and Holroyd, 1997; Kyle and Wesley, 1997; Judson and Doesken, 2000). Tuttavia, il livello di conoscenze raggiunto difficilmente riesce ad essere sfruttato lontano dai luoghi di indagine, dove i modelli sono stati sviluppati, a causa dell'elevata variabilità dei processi nivali e della loro dipendenza dalla complessità dell'ambiente in cui hanno luogo.

In questo studio si affronta il problema della quantificazione della riserva nevosa in ambiente alpino attraverso l'attivazione di siti sperimentali di misura. L'interesse è sia di carattere inegegneristico, data l'importanza di quantificare la risorsa immagazzinata nel manto nevoso e per fini di gestione delle acque nel periodo irriguo, che di attinenza alle problematiche turistiche e ambientali. Rappresenta inoltre un banco di prova della ricerca scientifica poichè, come si è detto, lo studio delle condizioni di formazione del manto nevoso continua ad avere aspetti irrisolti che tengono alta l'attenzione dei ricercatori.

L'installazione sperimentale è concepita per affrontare il problema della sottostima della precipitazione nevosa e presenta caratteri di unicità rispetto a quelle reperibili in letteratura sia per il dettaglio temporale

(sub-orario) delle misure che per la coesistenza di un elevato numero di strumenti. Nello specifico, è curata l'installazione di una coppia di snow-pillow in siti già strumentati con sensori tradizionali (temperatura, umidità, velocità del vento, spessori di neve), di cui due dedicati alla misura della precipitazione nevosa (pluviometro riscaldato e snow pillow), collegandoli alla rete regionale di monitoraggio meteorologico. La scelta della strumentazione si basa sulla necessità di riferirsi a standard internazionali. Nello specifico, ci si indirizza a Snow Pillows tipo SnoTel, che è la rete di strumenti operativa negli Stati Uniti, in quanto rappresentano lo standard de facto di questa categoria di apparecchiature. Va aggiunto che, pur presenti in vari ambiti applicativi, gli snow pillow non sono supportati da significativa documentazione sul loro funzionemanto e sulle problematiche relative all'accuratezza.

Le cause di errore nella misura della precipitazione nevosa sono ampiamente documentate in letteratura e sono generalmente attribuibili a condizioni di vento forte o alla formazione di ghiaccio alla bocca del pluviometro (p.es., Duchon and Essenberg, 2001; Sevruk, 1982). La scelta di criteri oggettivi per la definizione delle condizioni in cui la misura da pluviometro deve ritenersi affidabile, tuttavia, non è di facile attuazione. In questo lavoro ci proponiamo di apportare un contributo indiretto alla comprensione del comportamento dello snow pillow, a fronte di informazioni derivate da strumenti di altro tipo (quali il nivometro ed il pluviometro riscaldato). La derivazione dell'informazione da questi due strumenti è possibile laddove le condizioni di malfunzionamento dell'uno non coincidono con le condizioni di malfunzionamento degli altri. Condizione necessaria per il raggiungimento di un obiettivo di questo genere è l'adozione di criteri robusti per il trattamento delle misure nivometriche e di precipitazione equivalente.

L'importanza della coesistenza degli strumenti sperimentali con gli strumenti tradizionali è dovuta alla necessità di costruire un impianto modellistico finalizzato alla determinazione della precipitazione equivalente a partire da misure indirette. Gli strumenti tradizionali sono i pluviometri riscaldati, la cui installazione risale alle attività del Servizio Idrografico Nazionale, e quelli relativi alla rete di ARPA Piemonte, costituiti da sensori nivometrici ad ultrasuoni per la misura in continuo dello spessore del manto nevoso. Questi ultimi sono quasi sempre integrati da stazioni meteorologiche complete, e presentano serie storiche di misura di consistenza interessanti per analisi di tipo climatologico. Le misure effettive di equivalente in acqua della neve sono effettuate con gli strumenti sperimentali, e la loro elaborazione è finalizzata a ricercare relazioni

semplici e robuste, tali da poter essere agevolmente applicate in punti lontani da quelli in cui sono state tarate. La costruzione di modelli di regressione di questo tipo è quindi in grado di dare indicazioni sul dato effettivo di precipitazione equivalente alla scala del punto a partire da misure tradizionali da pluviometro e/o nivometro. Per impieghi di carattere operativo le relazioni vanno applicate alle serie storiche pluviometriche e/o nivometriche relative alle stazioni di pertinenza dei bacini idrografici. Ciò può consentire di riesaminare i bilanci idrologici nei bacini montani correggendo dati di afflusso sottostimati, ed entrando in merito a rivalutazioni di casi nei quali non si evidenziano chiusure convincenti dei bilanci.

Nel capitolo secondo di questa relazione viene data una descrizione delle caratteristiche della neve fresca, dei metodi di misura di tali caratteristiche e della letteratura che si è occupata dei diversi aspetti legati allo studio della neve. Nel capitolo 3 vengono descritti i siti sperimentali, gli strumenti installati e le caratteristiche delle installazioni sperimentali. Nel capitolo 4 sono trattate le stagioni di misura, rispettivamente tre nel sito di lago Pilone ed una a Limone Pancani. Le tecniche di controllo e di validazione dei dati, le cause di errore nelle misure, gli effetti della precisione degli strumenti, e i criteri di selezione degli eventi, nonchè le principali caratteristiche del campione di eventi selezionati sono descritte nel capitolo 5. Nel capitolo 6 vengono presentati i modelli per la stima indiretta della precipitazione equivalente e quindi per la correzione del dato di precipitazione ottenuti nell'ambito di questo lavoro. Nel capitolo 7 viene descritta l'applicazione dei suddetti modelli a due piccoli bacini montani, rispettivamente il Chisone a Soucheres Basses e il Vermenagna a Robilante. Nell'appendice A sono elencate le caratteristiche delle stazioni di misura; nell'appendice B le strutture dei modelli che si sono ottenute per diverse aggregazioni temporali. In allegato sono riportate, sotto forma di grafici e tabelle, le caratteristiche di tutti gli eventi nevosi selezionati ed utilizzati nell'ambito di questo studio.

2. Caratteristiche della neve fresca

2.1 La densità della neve

La densità è una caratteristica importante della neve, che stabilisce la relazione tra l'altezza di neve depositata ed il suo equivalente in acqua. Essa varia a seconda della forma dei cristalli e della loro dimensione per cui può assumere valori molto variabili (da 10kg/m^3 fino a 350 kg/m^3) (Judson and Doesken, 2000; Roebber et al., 2003). Queste caratteristiche a loro volta dipendono dalle condizioni atmosferiche al momento della nevicata.

Le prime misure della precipitazione nevosa furono condotte negli Stati Uniti verso la metà del 1800 utilizzando una rete di strumenti gestiti dalla Smithsonian Institution (Henry, 1917). L'esperimento era finalizzato alla messa a punto di un metodo per la misura della precipitazione nevosa ed il calcolo del suo equivalente in acqua, descritto nell'Annual Report of the Chief Signal Officer of the Army (Abbe, 1888). In questo documento veniva introdotta per la prima volta la cosiddetta '10-to-1 rule' secondo la quale, in assenza di scioglimento, il rapporto tra la densità dell'acqua e quella delle neve fresca sta nel rapporto 10:1. Più di un secolo dopo questa regola è ancora largamente utilizzata, nonostante in molti studi sia stata segnalata la sua inadeguatezza a rappresentare la variabilità spaziale e temporale della densità della neve (Currie, 1947; La Chapelle, 1962; Power et al., 1964; Potter, 1965; Doesken and Judson, 1997; Super and Holroyd, 1997; Judson and Doesken, 2000).

Dagli anni '40 in poi gli studi sulla fisica dei processi nevosi sono diventati sempre più numerosi. In quel periodo l'attenzione degli studiosi era rivolta in particolare a comprendere le relazioni tra la temperatura dell'aria e la densità della neve, come evidenziato in numerose ricerche condotte in Belgio, Germania, Svezia,

Svizzera e Stati Uniti (Church, 1914; Henry, 1917). Negli stessi anni nacquero i primi centri di ricerca governativi per lo studio dei processi nivali a Davos (Svizzera), Sapporo (Giappone), Donner Pass (California), Glacier National Park (Montana) e altri. Una decina di anni dopo ebbero inizio le prime indagini sistematiche, sia di campo che di laboratorio, sulla variabilità spaziale della densità della neve fresca e sulla sua relazione con la forma dei cristalli e con le condizioni meteorologiche (Diamond and Lowry, 1954; Bossolasco, 1954; Gold and Power, 1954).

L'argomento è ancora oggi molto attuale sia da un punto di vista tecnico che scientifico ed i fattori che influenzano la densità della neve sono ancora oggetto di molti studi (Grant and Rhea, 1974; Colbeck, 1987; Chaston, 1989; Super and Holroyd, 1997; Kyle and Wesley, 1997; Judson and Doesken, 2000). Da questi studi emerge che la densità di una nevicata (ρ_s) dipende dalla struttura dei fiocchi (o cristalli) in virtù della porzione di volume del cristallo occupato dall'aria, proprietà che a sua volta dipende (a) dai processi che avvengono in atmosfera durante la nucleazione, (b) dai processi che modificano la geometria del cristallo durante la sua caduta, e (c) dalla compattazione che avviene dopo la deposizione per effetto delle condizioni atmosferiche e del metamorfismo.

All'interno della nuvola (fase (a)) la forma assunta del cristallo dipende dal tempo di residenza in atmosfera, dal grado di sovrasaturazione rispetto al contenuto di acqua allo stato solido e dalla temperatura circostante. Il massimo tasso di crescita del cristallo si ha di solito in corrispondenza del livello altimetrico di massima condensazione (Auer and White, 1982). A parità delle altre due condizioni la formazione del cristallo dipende dalla temperatura. Per esempio, per temperature che vanno da -4 a 0°C si formano principalmente cristalli piatti; tra -4 e -10°C si formano cristalli a forma di prisma, elica e ago; tra -10 e -20°C si formano cristalli detti a settore o dendritici e sotto i -20°C dominano i cristalli a forma di colonna cava. I cristalli dendritici sono quelli con densità più bassa, anche se la densità degli aggregati dendritici è molto variabile (Power et al., 1964; Magono and Nakamura, 1965; Passarelli and Srivastava, 1979). Gli aggregati dei cristalli ad ago presentano densità intermedie (e non alte, come si potrebbe pensare) poichè tendono ad aggregarsi a temperature relativamente elevate (Power et al., 1964). I cristalli a colonna e piatti si aggregano invece in strutture molto dense.

Nella fase (b), a seguito dell'accrescimento, i cristalliiniziano a precipitare, includendo durante la caduta

anche particelle più piccole. Se questo avviene in una nuvola di cristalli di ghiaccio si ha la formazione di cristalli a densità molto bassa. Se invece avviene in presenza di particelle sotto-raffreddate (ma ancora liquide) si formano cristalli molto densi, detti a grappolo (Power et al., 1964; Mosimann et al., 1993; Judson and Doesken, 2000). Durante la caduta il cristallo può eventualmente subire sublimazione o scioglimento. Si ha sublimazione quando l'aria circostante si trova al di sotto delle condizioni di saturazione (rispetto al contenuto di acqua allo stato solido), mentre lo scioglimento si ha per temperature superiori a 0°C. Sublimazione e scioglimento possono essere considerevoli anche su percorsi verticali abbastanza ridotti (500 m) (Houze, 1993). Di conseguenza quando il cristallo raggiunge la superficie terrestre il suo equivalente in acqua dipende fortemente delle condizioni di umidità e temperatura che ha incontrato lungo la caduta e dalla quota di nucleazione, con deposizione di nevi più dense alle quote più basse (Grant and Rhea, 1974).

Nella fase (c), dopo la deposizione al suolo, ha inizio la compattazione del manto dovuta alle condizioni atmosferiche e al metamorfismo. Velocità del vento superiori a 10 m/s possono smuovere i cristalli superficiali e fratturarli, facendo aumentare la densità superficiale (Gray and Male, 1981). Una compattazione ulteriore viene poi indotta dal peso del manto (La Chapelle, 1962; Meister, 1986) e dal metamorfismo, durante il quale si ha la sublimazione dei bordi più affilati dei cristalli e deposito sulle parti più arrotondate (Gray and Male, 1981; Judson and Doesken, 2000). Questo smussamento è tanto più rapido quando più ci si trova in prossimità della temperatura di congelamento.

2.2 Misura diretta delle caratteristiche della neve fresca

2.2.1 Nivometro ad ultrasuoni

Il nivometro ad ultrasuoni è uno strumento per la misura in continuo dello spessore del manto nevoso. Lo strumento, installato ad un'altezza nota, funziona misurando il tempo di percorrenza del fascio di ultrasuoni tra il momento dell'emissione e il momento della ricezione da parte dello stesso strumento, a seguito della riflessione sulla superficie del manto nevoso. Tanto più breve sarà il tempo tanto più prossima sarà la superficie riflettente e più potente il manto nevoso. Il dato restituito è corretto in base alla temperatura atmosferica che induce variazioni nella velocità del fascio di ultrasuoni.

2.2.2 Snow Pillow

Il funzionamento dello strumento si basa sulla misura del peso del manto nevoso e quindi dell'acqua equivalente allo strato depositato (anche detto *snow water equivalent* o SWE). Il cuscino, riempito con un liquido anticongelante, è installato sul piano dove poi si accumulerà la neve. Un trasduttore di pressione misura l'incremento di pressione idrostatica del liquido indotta dal carico sovrastante. Si ottiene così una misura di SWE la cui affidabilità aumenta all'aumentare del carico, a meno che non vi siano strati ghiacciati in grado di sostenere parte del peso. Lo strumento è in genere accoppiato con un nivometro, come mostrato nella

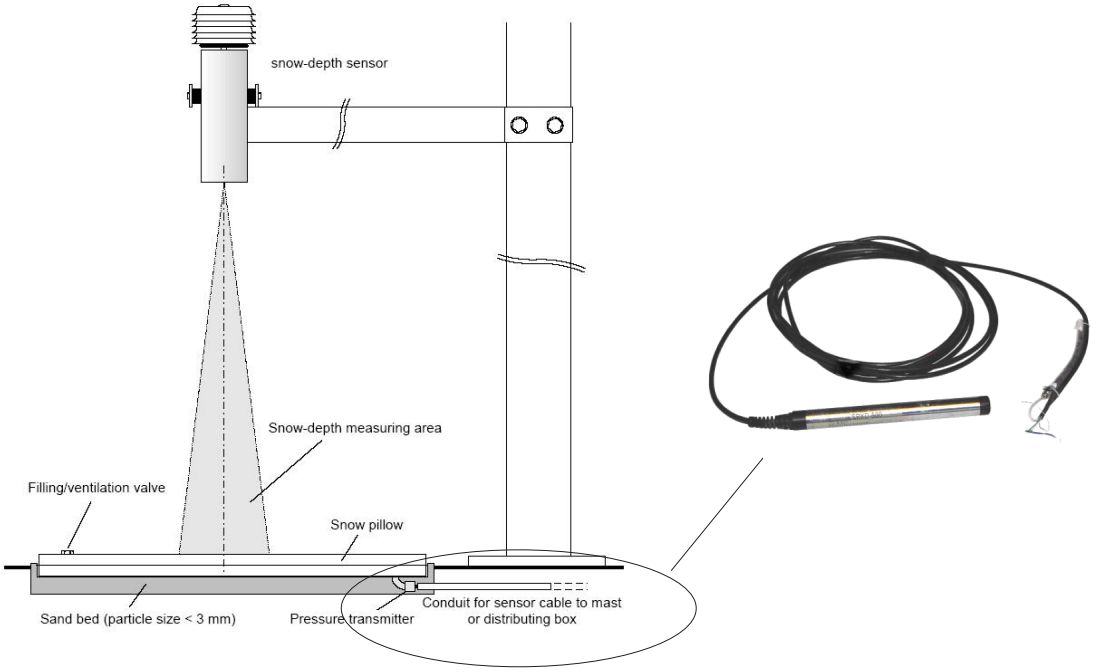

Figura 2.1: Schema esemplificativo del funzionamento dello snow pillow abbinato ad un nivometro ad ultrasuoni e dettaglio del trasduttore di pressione.

figura 2.1, per fornire una stima indiretta della densità della neve depositata.

2.2.3 Misure manuali di densità

Le misure di densità della neve vengono effettuate mediante l'infissione in verticale nel manto nevoso di un carotiere graduato, di capacità di 2 dm^3 , di lunghezza pari a 80 cm; sulla punta questo è dotato di una corona seghettata per facilitare l'inserimento in profondità (ed il taglio di eventuali strati duri o ghiacciati) e di un foro nella stessa che permette di appenderlo, capovolto con la neve campionata all'interno, ad un

dinamometro a molla di precisione. La lettura della pesata è quindi relativa al peso lordo il quale, una volta detratta la tara, viene rapportato al volume del carotiere totale o parziale (se non riempito completamente). Se il manto nevoso al suolo è superiore agli 80 cm di altezza, si procede per step successivi, lasciando la tavoletta nivologica quale segno di arrivo della carotata precedente e quindi di partenza per quella successiva, man mano approfondendo lo scavo della trincea fino al suolo. La densità complessiva è data dalla media delle densità parziali (che quindi sono disponibili) su strati successivi pari a 80 cm di altezza.

2.3 Cause di errore nelle misure pluviometriche

E' noto che le misure di precipitazione possono essere affette da errori sistematici e non sistematici. Gli errori non sistematici possono essere dovuti a malfunzionamento del pluviometro e ad errori umani (p.es., Duchon and Essenberg, 2001; Sevruk, 1982; Groisman and Legates, 1994; Sevruk and Klemm, 1989). Gli errori sistematici sono più importanti perché difficili da individuare con metodi automatici. Tra questi vi è la sottostima della precipitazione dovuta alla deformazione del campo di vento alla bocca del pluviometro, le perdite date dall'acqua che aderisce alle pareti dello strumento, l'evaporazione di parte dell'acqua accumulata tra il momento della precipitazione e quello della misura, etc. (Goodison et al., 1898). L'effetto complessivo di tutti questi errori sistematici in genere consiste in una sottostima netta della precipitazione totale. Fra gli errori sistematici, l'errore dovuto al vento è noto per essere quello che pesa di più, poiché esso causa distorsioni di misura piccole quando la precipitazione è liquida, ma molto importanti in caso di precipitazione nevosa (Sevruk, 1982; Duchon and Essenberg, 2001). Il funzionamento dei tipi di pluviometro più comuni è stato oggetto di verifica di tre campagne internazionali indette dal WMO, durante le quali sono pure stati proposti dei metodi per correggere gli errori sistematici di misura (Goodison et al., 1898; Sevruk, 1884). Per ciascun modello di pluviometro è stato definito un coefficiente correttivo valido a scala nazionale (dato dal rapporto tra la misura e la precipitazione esatta), che è poi stato messo in relazione per mezzo di regressioni con variabili meteo, quali la velocità del vento alla bocca del pluviometro (m/s) e le temperature massima e minima (°C). I coefficienti ottenuti per ogni paese, in funzione della velocità del vento, sono riportati, a titolo di esempio, in figura 2.2. Queste relazioni sono state largamente utilizzate, per esempio, per correggere le mappe di

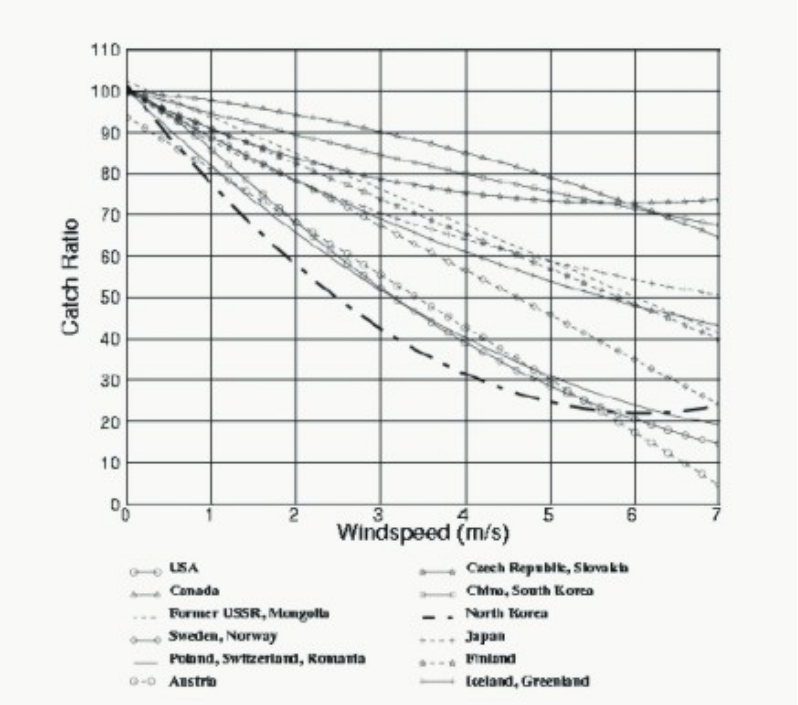

Figura 2.2: Percentuale di sottostima della precipitazione in funzione della velocità del vento, tratto da Goodison et al. (1898)

precipitazione a scala globale dagli errori sistematici. Tuttavia esse non sono mai state esplicitamente usate per lo scopo che si prefigge questo studio, cioè per valutare l'incertezza nelle misure di precipitazione.

2.4 Metodi per la stima indiretta della densità

In letteratura, come riportato nel paragrafo 2.1, esistono numerosi contributi che documentano la relazione tra densità della neve fresca e condizioni meteorologiche esistenti al momento della nevicata (p.e., Bossolasco, 1954; Diamond and Lowry, 1954; La Chapelle, 1962; Grant and Rhea, 1974; Meister, 1986; Hedstrom and Pomeroy, 1998; Judson and Doesken, 2000). Tali modelli si rivolgono tutti a scale spaziali di estremo dettaglio, e diventano quindi difficilmente applicabili in punti lontani dal contesto per cui sono stati concepiti. Tra i modelli più accreditati vi è ad esempio quello di Lehning et al. (2002), che usa una struttura abbastanza complessa per la stima della densità a partire dalle condizioni meteorologiche durante l'evento:

$$\rho_s = 70 + 6.5T_a + 7.5T_s + 0.26RH + 13u - 4.5T_aT_s - 0.65T_au - 0.17RHu + 0.06T_aT_sRH; \quad [R^2 = 0.83] \quad (2.1)$$

dove $\rho_s[kg/m^3]$ è la densità della neve fresca, $T_a[°C]$ è la temperatura dell'aria, $T_s[°C]$ la temperatura della neve, $RH[\%]$ l'umidità relativa e u [m/s] la velocità del vento. Il livello di accuratezza della relazione è buono; tuttavia valori del coefficiente di determinazione R^2 altrettanto elevati sono stati ottenuti talvolta utilizzando la sola temperatura dell'aria. Inoltre, raramente si dispone di misure sufficienti per poter utilizzare questo genere di relazioni, in particolare riguardo alla T_s. Per questo motivo molti autori hanno studiato la correlazione tra la densità della neve fresca ρ_s e la sola temperatura al momento dell'evento. In questi lavori in genere vengono suggeriti comportamenti di due tipi: (1) una decrescita non lineare della densità della neve al decrescere della temperatura (Diamond and Lowry, 1954; La Chapelle, 1962; McGurk et al., 1988; Hedstrom and Pomeroy, 1998; Simeral, 2005); (2) una relazione parabolica tra densità e temperatura con un minimo posizionato intorno ai $-4°C$ (Bossolasco, 1954; Grant and Rhea, 1974) (figura 2.3). In alcuni casi, come ad esempio per i due modelli riportati qui di seguito (La Chapelle (1962): relazione 2.2; Hedstrom and Pomeroy (1998): relazione 2.3), tali relazioni si sono rivelate adeguate per descrivere effettivamente la correlazione tra la densità della neve fresca e la temperatura dell'aria (T_a):

$$\rho_s = 50 + 1.7(T_a + 15)^{1.5} \quad [R^2 = 0.67] \; ; \tag{2.2}$$

$$\rho_s = 67.92 + 51.25 \cdot \exp[T_a/2.59]; \quad [R^2 = 0.84] \; . \tag{2.3}$$

In letteratura sono però documentati anche casi in cui la temperatura non si è dimostrata un valido predittore per la densità (con $R^2 < 0.3$) (Meister, 1986; McGurk et al., 1988). Risultati analoghi, con R^2 altrettanto variabili, sono stati ottenuti da coloro che utilizzano le temperature rilevate negli strati alti dell'atmosfera (Super and Holroyd, 1997; Judson and Doesken, 2000). Risultati nettamente migliori sono stati invece ottenuti in quegli studi in cui i dati vengono stratificati in base alla tipologia del cristallo, vale a dire in cui la relazione tra densità e temperatura viene ricercata solo all'interno di campioni di eventi omogenei (Stashko, 1976). Questo tipo di approccio, decisamente più accurato, richiede tuttavia un monitoraggio dei processi nevosi di gran lunga più dettagliato di quello messo in atto dagli autori precedentemente citati e non si addice ad indagare i fenomeni alla scala regionale.

Studi più recenti, hanno invece mostrato che, per scopi di quantificazione della risorsa nivale a scale

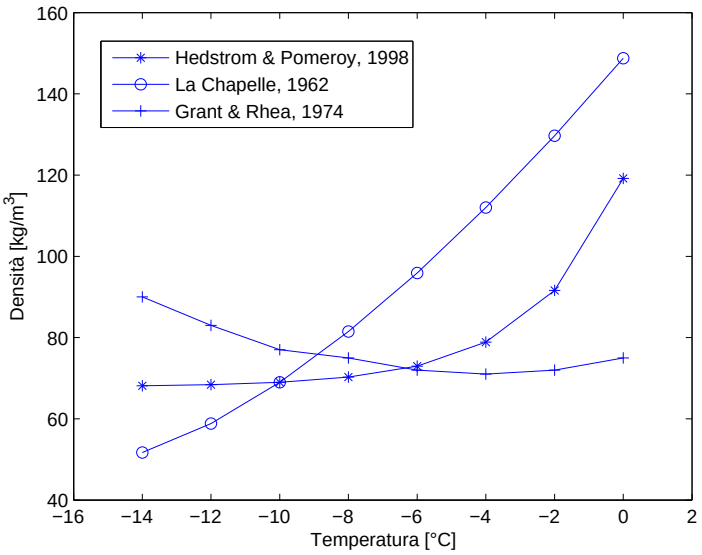

Figura 2.3: Andamento della densità della neve fresca in funzione della temperatura dell'aria così come indicato in tre studi di letteraura

più ampie, è preferibile utilizzare come variabile dipendente lo snow water equivalent della neve appena depositata, che risulta meno sensibile alle specifiche condizioni di sito, inserendo tra i predittori anche gli spessori misurati dal nivometro (e.g., Egli et al., 2009; Jonas et al., 2009). In questi casi si perviene a relazioni semplici ed univariate che si prestano ad essere trasportate in siti diversi da quelli per cui sono state tarate. Lo schema di ragionamento adottato nell'ambito del nostro studio, alla luce del tipo di contributo che si vuole dare, è simile a quello proposto da questi autori.

3. I siti sperimentali

3.1 La selezione dei siti

La selezione dei siti per l'installazione si è svolta di concerto con l'Arpa Piemonte, assicurandosi che fossero contemporaneamente di alta quota (per garantire una significativa presenza di neve durante la stagione invernale), facilmente accessibili (per agevolare la fase di installazione, che avviene in assenza di neve, e di manutenzione) e appartenenti (o prossimi) a bacini idrografici per i quali fossero disponibili a valle misure affidabili di portata. La scelta si è indirizzata verso le stazioni del Lago Pilone (2280 m s.l.m.) nel comune di Salice d'Ulzio (TO) e di Limone Pancani (2020 m s.l.m.) in valle Vermenagna (CN), rispettivamente assimilabili al bacino del Chisone a Soucheres Basses e del Vermenagna a Robilante (figura 3.1). Al momento della selezione, i siti erano già attrezzati con strumenti tradizionali per la misura della precipitazione, quali pluviometro (riscaldato a Limone e non riscaldato a Lago Pilone) e nivometro. Inoltre le due stazioni di misura erano dotate di anemometro, radiometro, igrometro, termometro aria e neve, ecc.

Il punto di misura deve possibilmente essere rappresentativo di un'area relativamente vasta ed essere protetto dal vento. L'azione del vento infatti agisce ridistribuendo gli spessori di neve creando avvallamenti e cunette che, se molto pronunciati, rischiano di compromettere la qualità delle misure. E' altresì preferibile non scegliere zone in prossimità di pendii o grandi avvallamenti, poichè le misure potrebbero essere influenzate dalla ridistribuzione del manto per effetto della gravità. Inoltre occorre posizionare lo strumento su un piano orizzontale e privo di asperità.

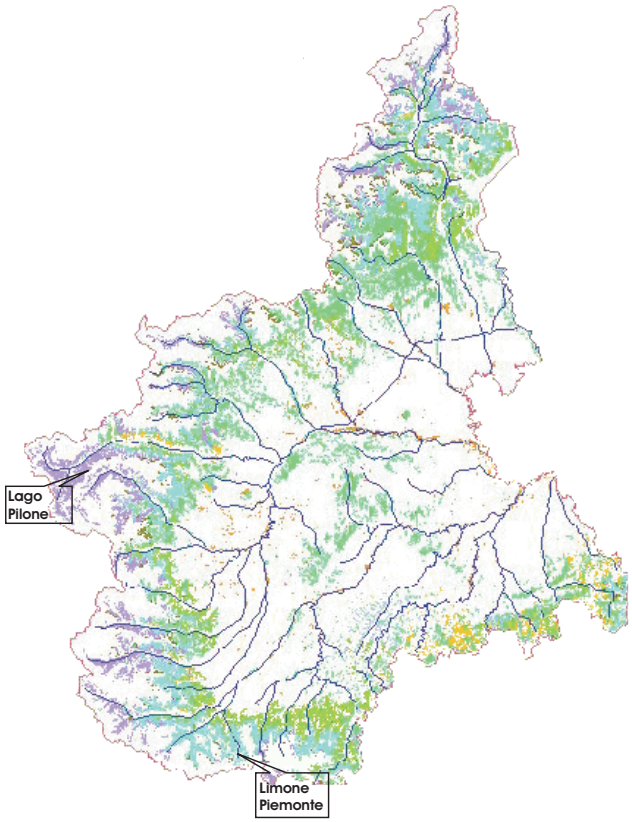

Figura 3.1: Reticolo idrografico piemontese e posizione geografica delle due stazioni sperimentali.

3.2 Scelta ed installazione degli strumenti

Le caratteristiche degli strumenti installati nei due siti sperimentali sono elencate nel seguito.

3.2.1 Nivometro ad ultrasuoni ULM20/N

Il nivometro a ultrasuoni CAE è una versione specifica dell'idrometro ad ultrasuoni progettata per misurare l'aumento o la diminuzione del livello del manto nevoso. Di seguito si riportano le caratteristiche di targa dello strumento installato.

- Range di misura: $0 \div 20$ m
- Memoria Flash-Eprom dati: 128 KB (pari a circa un anno di dati)
- Precisione di misura: 0.2% della misura (tipicamente entro $\pm$1cm)
- Risoluzione: 1 cm

- Compensazione di temperatura tramite termometro interno alla stazione SPM20
- Dimensioni: 185 (Φ) x 290 mm
- Peso: 2.6 kg

3.2.2 Pluviometro CAE-PMB2

Il pluviometro CAE-PMB2 (strumento installato a Lago Pilone durante la stagione 2007-2008) non è dotato di riscaldatore e presenta le caratteristiche riportate nel seguito.

- Risoluzione: 0.2 mm di pioggia
- Vaschetta basculante con appoggio a coltello
- Bocca di raccolta di 1000 cm^2
- Contatto magnetico reed
- Campo di misura: 0-300 mm/h
- Temperatura di lavoro: $0 \div 60°C$
- Dimensioni: 358x584 mm
- Peso: 7 Kg

3.2.3 Pluviometro CAE-PMB2/R

Il pluviometro PMB2/R (strumento installato a Limone Piemonte e a Lago Pilone nel 2008-2009) è dotato di un riscaldatore che permette l'utilizzo dello strumento anche per la misura del contenuto in acqua della precipitazioni di carattere nevoso.

- Risoluzione: 0.2 mm di pioggia
- Vaschetta basculante con appoggio a coltello
- Bocca di raccolta di 1000 cm^2

- Contatto magnetico reed
- Campo di misura: 0 ÷ 300 mm/h
- Riscaldatore termostato da 350 W con alimentazione in bassa tensione a 24 V
- Temperatura di lavoro: -30 ÷ 60 °C
- Dimensioni: 400x548 mm
- Peso: 10.9 Kg

Un'evoluzione di questo strumento, ancora in forma prototipale, dotato di tre resistenze per garantire prestazioni migliori con temperature molto basse è stato installato a Lago Pilone durante l'ultima stagione (2009-2010).

3.2.4 Snow Pillow (Intermountain Env.) e CS440 Liquid level sensor (Campbell Sci.)

Lo snow pillow è un materasso di forma esagonale di materiale plastico semi-rigido. Sulle due facce sono presenti due bocchettoni filettati (uno centrato rispetto alla superficie dello strumento e uno eccentrico) rispettivamente per lo riempimento e lo spurgo dell'aria e per il collegamento al trasduttore di pressione.

- Dimensioni Pillow: 6 ft., di forma esagonale
- Dimensioni Trasduttore: diametro 2.5 cm, lunghezza 33.0 cm
- Dimensioni cavo: 0.74 cm (diametro nominale)
- PSI range: 0 ÷ 5
- Output: 4÷20 mA
- Alimentazione: 8 ÷ 24 Vdc
- Materiale Pillow: poliestere rinforzato (10 x 10 1000d polyester fabric)
- Peso Pillow: 18 kg

3.3 Prove di laboratorio

Lo snow pillow, destinato all'installazione nella stazione di Limone Pancani ed inizialmente inutilizzato, è stato installato (nell'estate 2008) nel laboratorio di Idraulica del Politecnico di Torino con l'obiettivo di riprodurre le condizioni di installazione e funzionamento in sito. In tale occasione è stata verificata sia la taratura del trasduttore di pressione (collegando lo stesso ad una colonna d'acqua e facendo variare i livelli), sia il funzionamento dell'intero sistema. Dalla taratura del trasduttore si è ottenuta una relazione lineare fra tensione e pressione (riportata in figura 3.2). Tale comportamento è in accordo con quello dichiarato da Campbell Scientific, nel dominio [0-5 PSI], [1-5 V] (essendo 1 PSI=703 kg/m^2). A valle di questa prima verifica, l'intero sistema è stato installato in laboratorio, desumendo le caratteristiche di installazione dallo schema CAE, e verificandole poi nel corso di un sopralluogo al sito di Lago Pilone. La deformazione superficiale del cuscino è stata riprodotta in laboratorio riempiendo, a parità di condizioni di installazione, lo strumento di prova con una quantità di liquido adeguata (figura 3.3). Per raggiungere la condizione di sito sono stati impiegati 375 l di acqua.

Durante il sopralluogo si è pure notato che sia il materiale di riporto tra il pillow e la cassaforma sia quello intorno alla cassaforma erano molto smossi. Al di sotto del pillow vi era pure, sebbene non visibile nell'immagine, una buca abbastanza profonda, quasi sicuramente da attribuire all'attività di un roditore. Il sito infatti è noto per ospitare una numerosa colonia di marmotte. E' probabile tuttavia che la loro azione abbia avuto inizio solo verso la fine della stagione invernale e pertanto non abbia compromesso la fase di misura.

Lo strumento di laboratorio, montato nelle condizioni di sito, è stato sottoposto ad una prova di carico, per verificare il funzionamento del sistema pillow-trasduttore. Lo schema idraulico (semplificato) del sistema scarico e caricato con un peso noto F_o (variabile nel nostro caso) è riportato in figura 3.4. La prova è consistita nel caricare il cuscino con strati di sabbia omogenea di peso noto e di spessore via via crescente e nel verificare la congruenza tra la pressione imposta e quella letta dal trasduttore. Per garantire strati di spessore uniforme su tutta la superficie del cuscino, la sabbia è stata confinata con assi da cassero (le stesse di figura 3.3). Il risultato della prova è riportato in figura 3.5 da cui si deduce che il sistema, se caricato

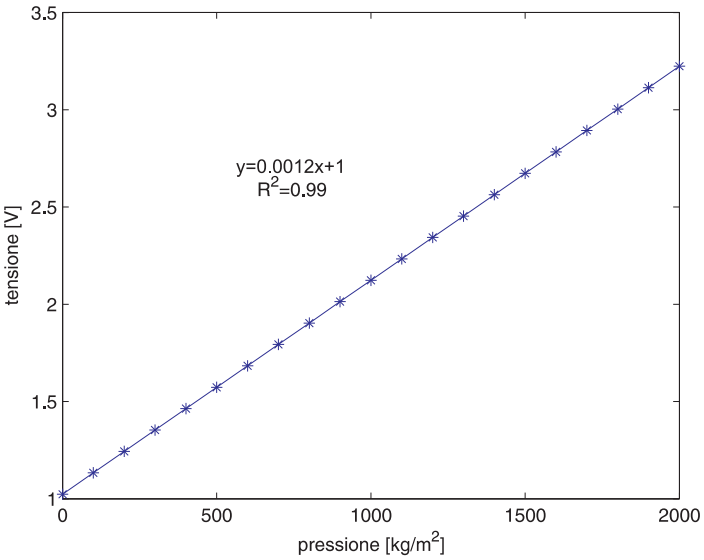

Figura 3.2: Curva di taratura del trasduttore di pressione

Figura 3.3: Snow pillow installato in laboratorio: fase di riproduzione del profilo. Le assi gialle sono quelle usate per confinare la sabbia durante la prova di carico.

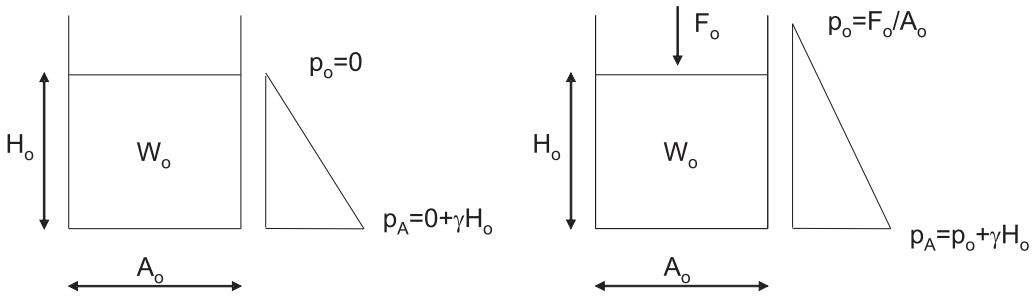

Figura 3.4: Schema idraulico del sistema scarico (a sinistra) e caricato con un peso F_o (a destra).

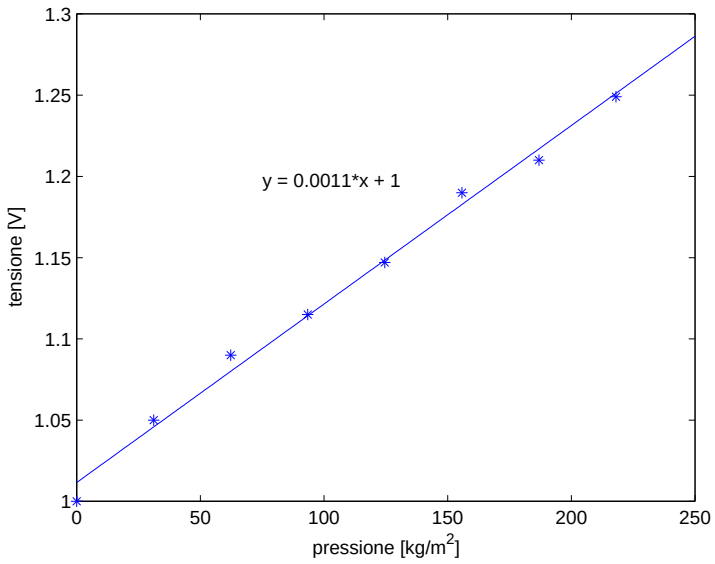

Figura 3.5: Risultati della prova di carico.

con un mezzo sabbioso o in generale con materiale non coesivo, risponde correttamente alla sollecitazione imposta. L'andamento della retta che interpola i punti sperimentali nel grafico 3.5 è infatti analogo a quello in figura 3.2. Si osservi che la differenza tra i due grafici è da attribuirsi al fatto che il primo si riferisce al funzionamento del solo trasduttore collegato ad una colonna d'acqua, mentre il secondo è riferito al trasduttore collegato al pillow caricato con sabbia.

3.4 Schema di installazione definitivo

Lo schema di installazione riportato in figura 3.7 è stato definito dalla CAE con qualche modifica proposta dagli scriventi. Poichè la casa madre non ha fornito alcuna indicazione specifica a riguardo, l'installazione ha subito delle variazioni nel corso del progetto. In particolare, alla luce delle prove di laboratorio effettuate e di quanto emerso nel sopralluogo, sono state effettuate le seguenti verifiche e/o modifiche allo schema di installazione:

- Riempimento del pillow con 350 l di liquido (acqua + anticongelante).
- Posizionamento del pillow con il tappo centrato verso l'alto per favorire la fuoriuscita delle bolle d'aria.
- Formazione di una platea in ghiaia al di sotto dello strumento per impedire l'accesso ad animali selvatici ed al contempo garantire l'allontanamento dell'acqua.
- Mantenimento dello strato di sabbia di almeno 10 cm al di sotto del materasso.
- Colorazione del pillow (originalmente nero) con vernice di colore chiaro in modo da non disturbare lo scioglimento in caso di spessori molto sottili.

Figura 3.6: Immagine del 27 giugno 2008 (al termine della prima stagione): snow pillow installato a Lago Pilone.

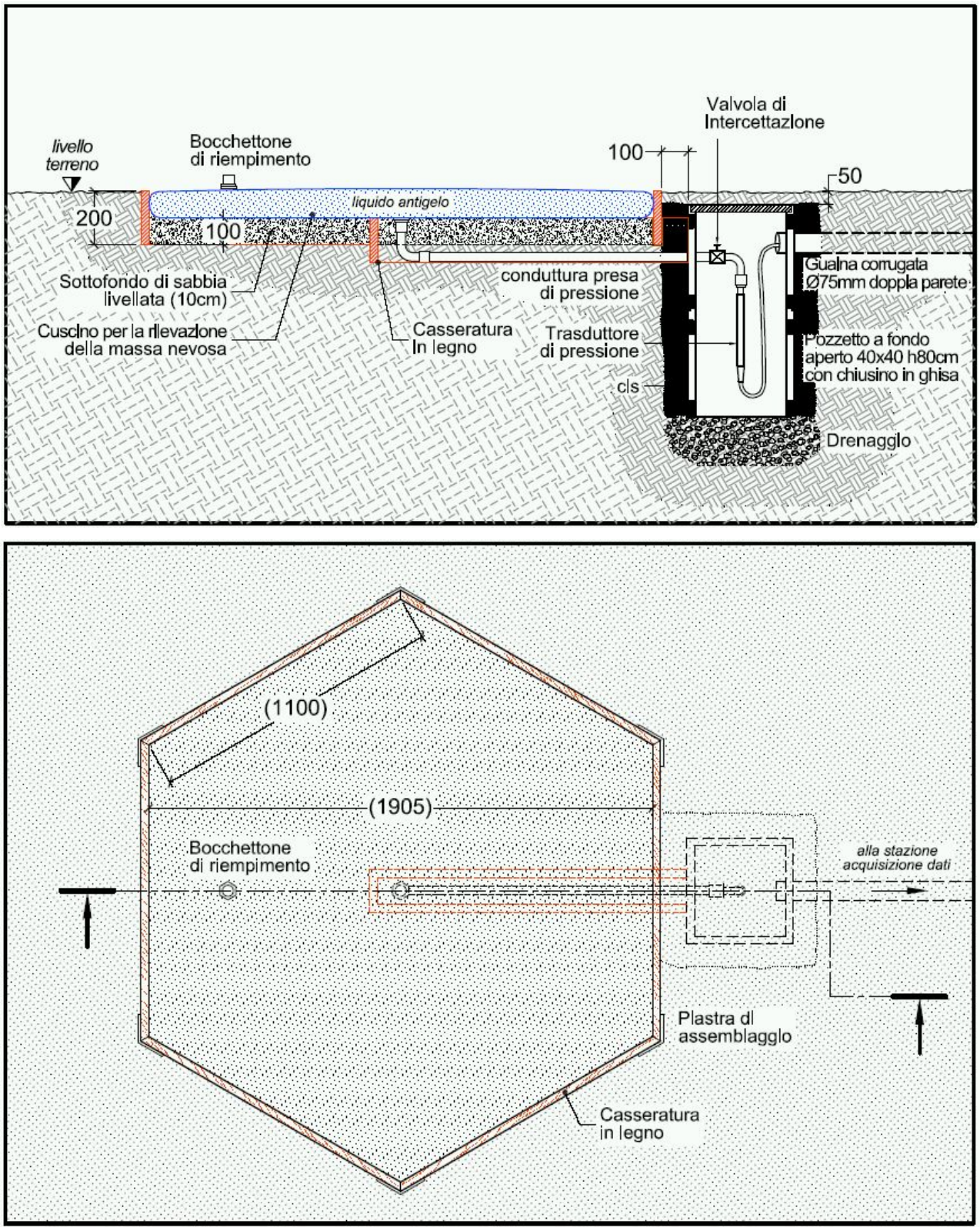

Figura 3.7: Schema di installazione dello snow pillow Intermountain alla stazione del Lago Pilone. L'installazione è stata portata a termine nei giorni 20 e 21 novembre 2007.

4. Le stagioni di misura

Le stagioni di misura comprese nella durata del progetto sono tre, rispettivamente le stagioni invernali 2007-2008, 2008-2009 e 2009-2010. Tuttavia, solo uno dei due strumenti, quello installato a Lago Pilone, è stato in funzione per tutte le tre stagioni. Il sito di Limone Piemonte, invece, è entrato in funzione solo durante l'ultima stagione, a causa prima del ritardo nella fornitura, e poi di un malfunzionamento del trasduttore di pressione.

4.1 Lago Pilone 2007-2008

La prima stagione di misure alla stazione di Lago Pilone relativa all'inverno 2007/08 si è conclusa a fine maggio con il completo scioglimento del manto nevoso. I dati di precipitazione, snow water equivalent (SWE), spessori del manto, temperatura e umidità dell'aria, radiazione solare diretta e velocità del vento e le misure di densità risultanti da tre campagne di misura manuali effettuate rispettivamente nei giorni 19 dicembre, 17 gennaio e 8 aprile, sono stati resi disponibili da Arpa Piemonte. La variabili sono tutte misurate in continuo ed hanno un intervallo di campionamento di (al più) mezz'ora, fatta eccezione naturalmente per i campionamenti manuali. Nell'ambito di questo lavoro è stato considerato un periodo che va dal 7 dicembre 2007 (ore 22.30) al 30 aprile 2008 (ore 22.30), corrispondente alla stagione di accumulo del manto nevoso. Le serie temporali riferite a questa finestra temporale sono rappresentate in figura 4.1 (con la linea continua nera la curva dell'SWE [mm], in tratteggio la precipitazione cumulata [mm] e in blu gli spessori [m]). La serie degli snow water equivalent presenta una salita quasi monotona fino all'inizio di marzo, seguita da un periodo "misto" in cui lo SWE può sia aumentare che diminuire a causa della elevata variabilità delle temperature

tra le ore diurne e quelle notturne, e da una decrescita quasi monotona in corrispondenza del periodo di scioglimento del manto che ha inizio dopo la metà di aprile e si conclude a fine maggio (non mostrato nel grafico). Tale andamento è sicuramente compatibile con le curve stagionali di SWE conosciute dalla letteratura (p.e., Penton and Robertson, 1967; Marks et al., 2001; Sorteberg et al., 2001), tuttavia presenta incongruenze macroscopiche con le misure di densità manuali, come discusso nel seguito della relazione al paragrafo 5.3. Un buon accordo emerge invece con la serie delle precipitazioni cumulate, nonostante queste derivino da uno strumento non dotato di riscaldatore (pluviometro modello CAE-PMB2).

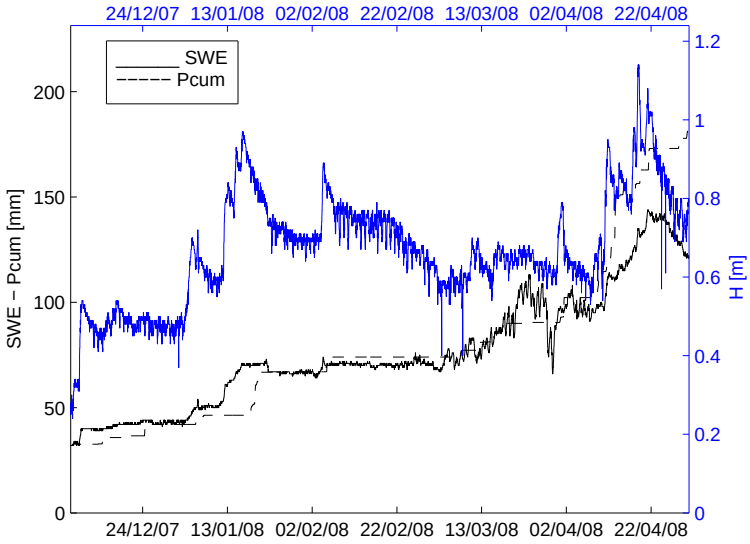

Figura 4.1: Stagione 2007-2008 a Lago Pilone: SWE, precipitazione cumulata e spessori del manto nevoso.

4.2 Lago Pilone 2008-2009

La stagione di misure 2008/2009 a Lago Pilone ha avuto inizio il 20 novembre 2008, giorno in cui è stata immessa corrente alla stazione (con la conseguente attivazione del riscaldatore del pluviometro PMB2/R). La stagione di misure nel sito di Limone Piemonte, invece, è stata compromessa da un malfunzionamento del sensore di pressione dello snow pillow manifestatosi subito dopo l'installazione dello strumento. Si osserva che la stagione ha portato a notevoli accumuli nevosi che, a Lago Pilone, superano i 2 metri e mezzo in data 30 aprile 2009. La fase di scioglimento, invece, non è considerata e pertanto i dati sono limitati al

30 aprile. A differenza che nella precedente, durante questa stagione la curva cumulata dell'SWE sovrasta quella della precipitazione di un 30% circa, a significare che lo snow pillow riesce a cogliere una percentuale maggiore dell'effettiva precipitazione nevosa. Tuttavia, questo andamento presenta ancora incongruenze macroscopiche con le misure di densità manuali (effettuate nei giorni 10 dicembre, 28 gennaio e 4 marzo), come discusso nel seguito della relazione al paragrafo 5.3. Decisamente migliore è l'affidabilità delle letture nivometriche che, invece, mostrano un accordo più che buono con le misure manuali.

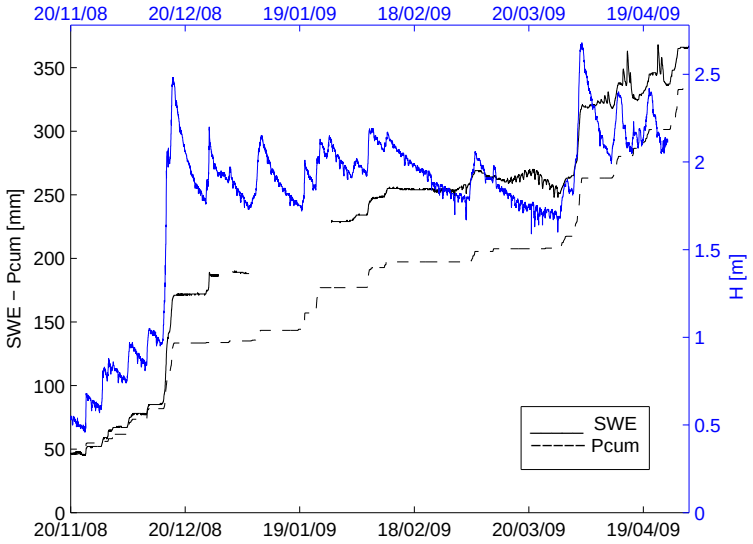

Figura 4.2: Stagione 2008-2009 a Lago Pilone: SWE, precipitazione cumulata e spessori del manto nevoso.

4.3 Lago Pilone 2009-2010

In data 17 dicembre 2009 a Lago Pilone è stato installato il nuovo pluviometro riscaldato PMB20R prodotto dalla CAE (vedi figura 4.4). Il prototipo dovrebbe contribuire a migliorare la misura dell'equivalente in acqua della precipitazione nevosa. La stagione considerata va dal 10 ottobre 2009 al 13 maggio 2010, con un accumulo massimo di quasi 2 metri tra fine marzo ed inizio aprile. Il fatto che la serie relativa al pluviometro questa volta sovrasti quella relativa allo snow pillow costituisce un primo indizio a favore della maggiore capacità da parte del nuovo pluviometro di captare la precipitazione nevosa. Le incongruenze con le misure manuali di densità, effettuate il 13 e 27 gennaio, il 10 e 24 febbraio ed il 10 e 23 marzo, sono analizzate nel

paragrafo 5.3.

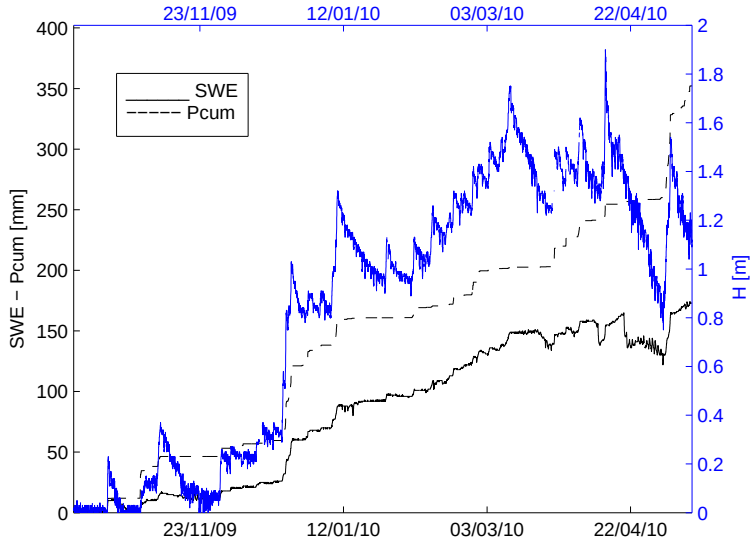

Figura 4.3: Stagione 2009-2010 a Lago Pilone: SWE, precipitazione cumulata e spessori del manto nevoso.

4.4 Limone Pancani 2009-2010

A partire dall'autunno 2009 è entrato in funzione anche lo snow pillow di Limone Piemonte, la cui installazione non era stata completata durante la stagione 2008/09. Il funzionamento del sistema snow pillow - pluviometro (riscaldato PMB2/R, analogo al modello installato a Lago Pilone durante la stagione 2008-2009) ha mostrato fin da subito una congruenza maggiore, come si osserva in figura (4.5) e come emerge dai campionamenti fatti in data 22 gennaio e 17 febbraio 2010.

Figura 4.4: Nuovo prototipo di pluviometro riscaldato CAE-PMB20R installato a Lago Pilone in data 17 dicembre 2009. Lo strumento sostituisce quello precedentemente in funzione.

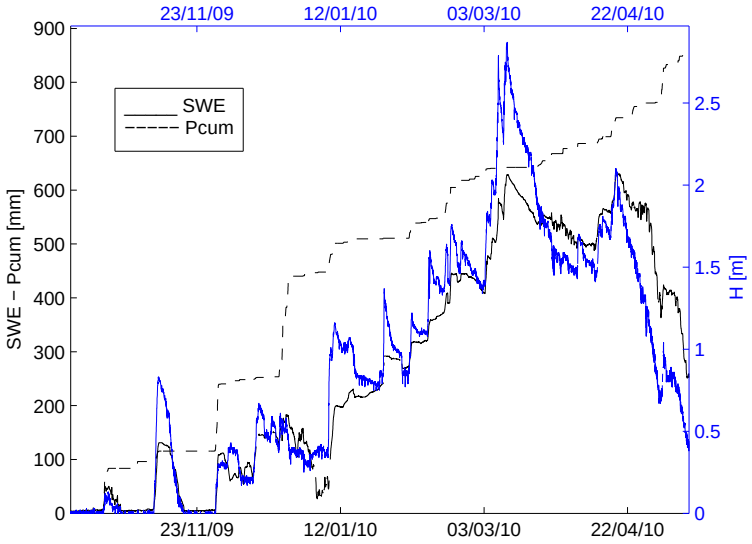

Figura 4.5: Stagione 2009-2010 a Limone Pancani: SWE, precipitazione cumulata e spessori del manto nevoso.

5. Il controllo e la validazione dei dati

In questo lavoro ci proponiamo di apportare un contributo indiretto alla comprensione del comportamento del pluviometro riscaldato, a fronte di informazioni derivate da strumenti di altro tipo (quali il nivometro e lo snow pillow). La derivazione dell'informazione da questi due strumenti, volta alla correzione della misura del pluviometro, è possibile laddove le condizioni di malfunzionamento dell'uno non coincidono con le condizioni di malfunzionamento dell'altro. Condizione necessaria per il raggiungimento di un obiettivo di questo genere è l'adozione di criteri robusti per il trattamento delle misure del nivometro e dello snow pillow. Nel seguito la discussione riguarderà dunque la scelta dei criteri per l'individuazione dei periodi temporali nei quali le misure derivanti da nivometro e snow pillow possono ritenersi affidabili.

5.1 Cause di errore nelle misure di SWE

Uno snow pillow perfettamente funzionante dovrebbe registrare un SWE crescente quando la precipitazione è nevosa oppure quando la pioggia è trattenuta all'interno dei pori del manto. Durante lo scioglimento lo SWE dovrebbe invece essere costante se l'acqua disciolta è trattenuta dal manto oppure diminuire se vi è deflusso. L'identificazione degli errori di misura di uno snow pillow consiste nell'esame simultaneo di diversi fattori. Tuttavia in letteratura non esistono molti studi nei quali questi errori siano studiati, o anche solo classificati in modo quantitativo. Fa eccezione il lavoro di Johnson and Marks (2004), nel quale le cause di errore vengono classificate secondo due tipologie:

- errori di sovrastima dell'SWE, dovuti ad una intensità di scioglimento sul sensore minore di quella sul suolo circostante. In particolare si osserva che, all'inizio di una fase di sottostima, lo snow pillow

misura una variazione negativa di SWE in presenza di spessori costanti o crescenti, dando così origine a variazioni negative apparenti di densità (essendo $\rho = SWE/H$). E' evidente che nella realtà le diminuzioni di densità esistono, specialmente in corrispondenza di nuove nevicate che aggiungono neve poco densa a quella già depositata. Tuttavia ad una diminuzione di densità in condizioni di nevicata fresca corrisponderebbe un aumento (e non una diminuzione) di SWE;

- errori di sottostima dell'SWE, quando l'intensità di scioglimento sul sensore è minore che nell'ambiente circostante (fenomeno noto in letteratura come *snow bridging*). L'inizio di una fase di sovrastima, invece, è in genere caratterizzato da variazioni positive di SWE sebbene vi sia scioglimento in corso. Ne consegue un apparente aumento della densità che può così superare i valori realistici (anche > 1000 kg/m^2).

Per l'identificazione di tali errori gli elementi da considerare emergono dall'esame delle variazioni simultanee di SWE e di spessore del manto. In figura 5.1 è riportato uno schema di interpretazione delle letture, rispettivamente al nivometro (spessori, grafico a sinistra) e allo snow pillow (SWE, grafico di destra). Gli

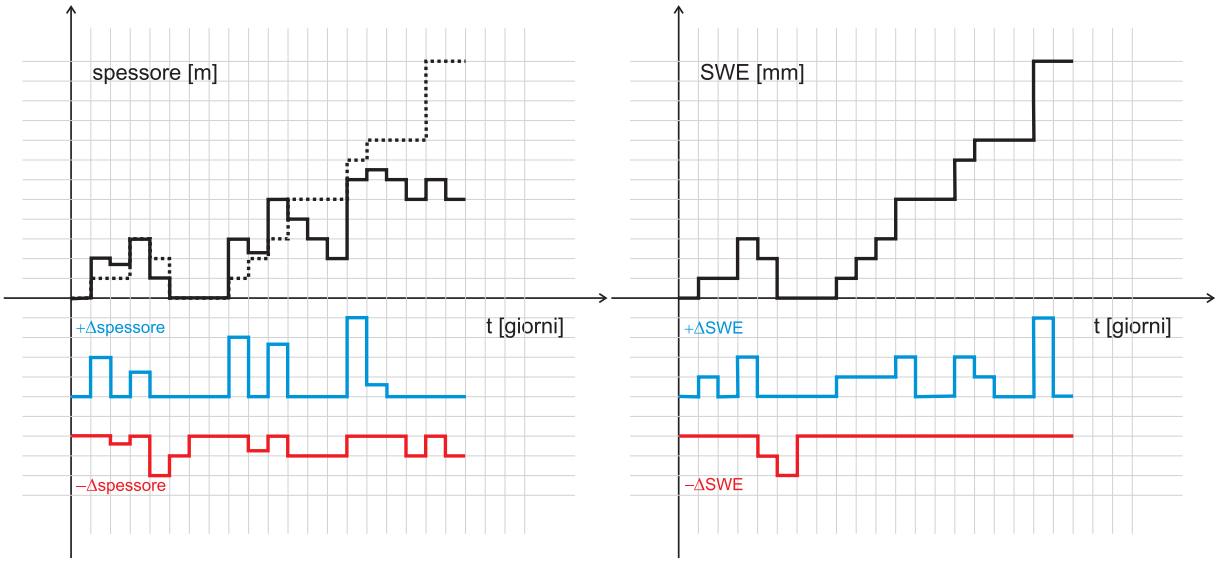

Figura 5.1: Grafico esemplificativo degli andamenti (in nero) dello spessore e dello SWE del manto nevoso, rilevati rispettivamente dal nivometro e dallo snow pillow. Nel grafico in alto a destra è anche riportato in tratteggio l'andamento dello SWE. Le linee spezzate azzurre in basso rappresentano invece rispettivamente gli incrementi positivi di spessore e di SWE. Le linee rosse sono invece riferite alle variazioni negative.

andamenti rappresentati sono ideali, tuttavia essi costituiscono una rappresentazione verosimile della realtà.

Tabella 5.1: Parametri indicatori dell'inizio di una condizione di errore nella misura di SWE.

Sottostima	Sovrastima
$T_{ind} > T_{soglia}$	$T_{ind} > T_{soglia}$
$\bar{\rho} > \bar{\rho}_{soglia}$	$\bar{\rho} > \bar{\rho}_{soglia}$
$\frac{dSWE}{dt} < 0$	$\frac{dSWE}{dt} > 0$
$\frac{dH}{dt} > 0$	$\frac{dH}{dt} < 0$
$\frac{d\bar{\rho}}{dt} < 0$	$\frac{d\bar{\rho}}{dt} > 0$

Inoltre, sempre gli stessi autori osservano che gli errori di misura si verificano spesso quando la temperatura alla base del manto è molto prossima alla temperatura di scioglimento. Tale valore, in mancanza di misure dirette, può essere approssimato con la temperatura media del manto nelle 24 ore precedenti. A fronte di questi criteri Johnson and Marks (2004) suggeriscono un metodo per l'individuazione e la correzione degli errori di misura. Per ulteriori dettagli sul metodo si può fare riferimento alla letteratura citata.

Le condizioni associate alle diverse situazioni di errore sono riportate in tabella 5.1, dove T_{ind} indica la media mobile della temperatura dell'aria sulle 24 ore precedenti l'evento

$$T_{ind} = \frac{1}{P} \sum_{i=t-p}^{t} T_i, \tag{5.4}$$

P è il periodo su cui si fa la media, t è il tempo e T_i è la temperatura all'istante i-esimo. Quando la temperatura indice eccede il valore di soglia T_{soglia}, si assume che la temperatura basale del manto sia al punto di scioglimento. SWE e H sono i valori di snow water equivalent e spessore misurati direttamente a partire dai quali, non in condizioni di errore, può essere calcolata la densità media del manto $\bar{\rho}$. $\bar{\rho}_{soglia}$ è invece una stima della densità che produrrebbe l'effetto arco all'interno del manto.

5.2 Effetto della precisione degli strumenti

In prima approssimazione la neve viene considerata fresca entro 24 ore dalla sua deposizione, cioè prima che subisca fenomeni di compattazione e metamorfismo. Ciò comporta che, volendo trattare la neve fresca, spesso si abbia a che fare con spessori molto piccoli, equivalenti a pochi millimetri di acqua.

La densità di una nevicata è data dal rapporto tra il suo snow water equivalent e lo spessore di neve depositato nel corso dell'evento. La precisione associata alle misure dello snow pillow è di ± 1 mm di acqua equivalente, mentre la precisione del nivometro è di ± 1 cm. Quando gli spessori di neve fresca e i corrispondenti snow water equivalent sono piccoli, il che è molto comune su intervalli di tempo sub-giornalieri, si rischia dunque di ricadere nel campo di incertezza dato dalla precisione degli strumenti.

La densità della neve fresca, a seconda delle condizioni in cui avviene la nevicata e la sua deposizione, può variare indicativamente dai 30 ai 300 kg/m^3. Ipotizziamo, come esempio, di aver osservato 4 eventi per i quali sia noto l'SWE e durante i quali la densità si sia mantenuta costante e pari ad un valore compreso tra i 30 e i 300 kg/m^3. Lo spessore di neve depositato da ciascun evento sarà quindi tanto maggiore quanto minore è la densità. Per ciascuno di questi eventi ideali, definiti da una coppia di valori SWE - H è possibile calcolare, a fronte della densità vera data dal rapporto tra i due, il massimo e il minimo valore di densità apparente ottenuta tenendo conto dell'effetto della precisione di misura dei due strumenti. Indicheremo dunque con

$$\rho_{vera} = \frac{\Delta SWE[mm]}{\Delta H[m]} \tag{5.5}$$

la densità vera della nevicata che sarebbe rilevata da uno strumento perfetto, dove ΔSWE è l'incremento di snow water equivalent legato all'ultima nevicata e ΔH il corrispondente incremento di spessore; la grandezza

$$\rho_{pos} = \frac{\Delta SWE + 1}{\Delta H - 0.01} \tag{5.6}$$

rappresenta invece il massimo valore di densità che potrebbe derivare dalla combinazione di una sovrastima

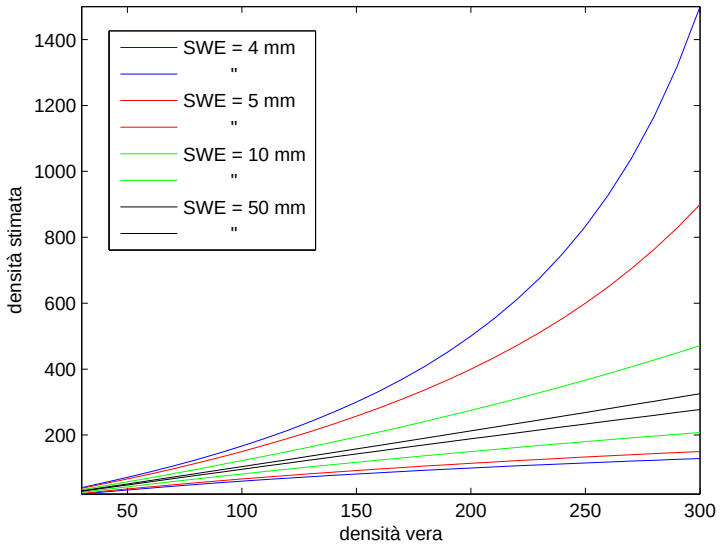

Figura 5.2: Relazioni tra la densità vera e la densità apparente di una nevicata al variare dello SWE dell'evento. Le curve blu si riferiscono a $SWE = 4$ mm, quelle rosse a $SWE = 5$ mm, quelle verdi a $SWE = 10$ mm e quelle nere a $SWE = 50$ mm. Le coppie di curve dello stesso colore indicano rispettivamente come varia la ρ_{pos} (curva in alto) e la ρ_{neg} (curva in basso) al variare della densità vera della nevicata.

(1 mm in più del valore vero) del valore di SWE e da una sottostima (di 1 cm) dello spessore H. Con

$$\rho_{neg} = \frac{\Delta SWE - 1}{\Delta H + 0.01} \tag{5.7}$$

indichiamo infine il minimo valore di densità che potrebbe derivare dalla combinazione di una sottostima (1 mm in meno del valore vero) del valore di SWE e da una sovrastima (di 1 cm) dello spessore H.

In figura 5.2 le coppie di curve dello stesso colore si riferiscono ad eventi con lo stesso SWE (rispettivamente 4, 5, 10 e 50 mm) ma con densità vera (e quindi spessore) variabile. Sull'asse delle ascisse è riportata la densità vera dell'evento (variabile tra 30 e 300 kg/m^3), sull'asse delle ordinate si leggono invece i valori di densità apparente ρ_{pos} e ρ_{neg}, espressi in kg/m^3. Da questo grafico emerge che con SWE piccoli (curve blu) e con densità elevate (che equivale ad avere piccoli spessori essendo $H = SWE/\rho$) l'incertezza associata al valore di densità stimata per la nevicata è molto elevato, infatti le due curve (ad es. blu) sono molto distanti fra loro. L'effetto dell'errore di misura portato al limite può persino condurre a valori di densità apparente superiori a 1000 kg/m^3, che è quella dell'acqua liquida.

5.3 Validazione tramite misure manuali

Sin dalla prima installazione a Lago Pilone si sono rilevate incongruenze macroscopiche tra le misure automatiche e manuali di SWE, che sono persistite anche a seguito di alcune modifiche all'installazione. Pertanto, per tutta le durata del progetto, si sono effettuate campagne periodiche di misure manuali di densità (e di SWE). Riteniamo infatti che, pur in presenza di incongruenze tra il valore di SWE misurato automaticamente e quello rilevato manualmente, sia posibile riconciliare la curva stagionale di SWE (misurata dallo snow pillow) coi valori rilevati manualmente, ottenendo valori attendibili. Per fare ciò la curva rilevata dallo snow pillow è stata moltiplicata per un fattore correttivo K. Tale fattore è stato tarato per tutte le stagioni di misura a Lago Pilone, mantenendosi circa costante e pari a 2.5. Le curve di SWE moltiplicate per il rispettivo coefficiente K sono rappresentate nelle figure 5.3, 5.4, 5.5 e 5.6 per le quattro stagioni di misure. Negli stessi grafici le curve sono confrontate con i punti rilevati manualmente e con le curve cumulate di precipitazione. I dati derivanti dalle campagne di misure di densità relative ai tre anni di progetto sono riportati nelle due tabelle 5.3 e 5.2.

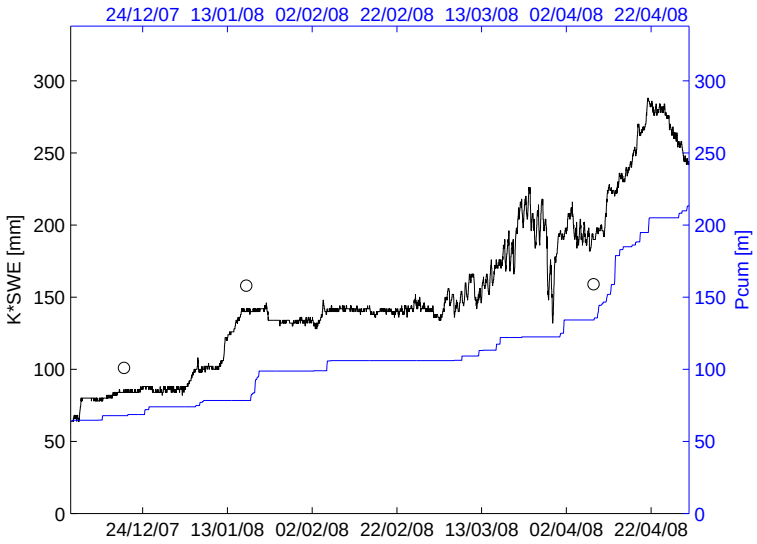

Figura 5.3: Stagione 2007-2008 a Lago Pilone: K·SWE, precipitazione cumulata e campionamenti manuali (cerchietti).

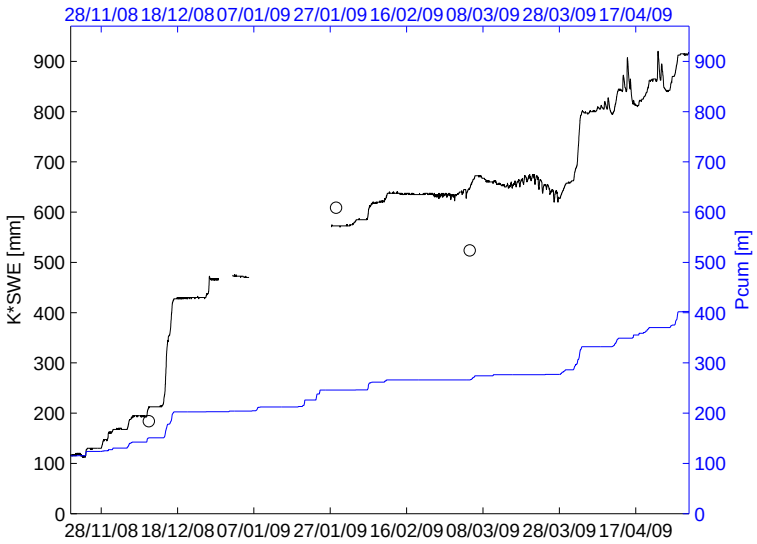

Figura 5.4: Stagione 2008-2009 a Lago Pilone: K·SWE, precipitazione cumulata e campionamenti manuali (cerchietti).

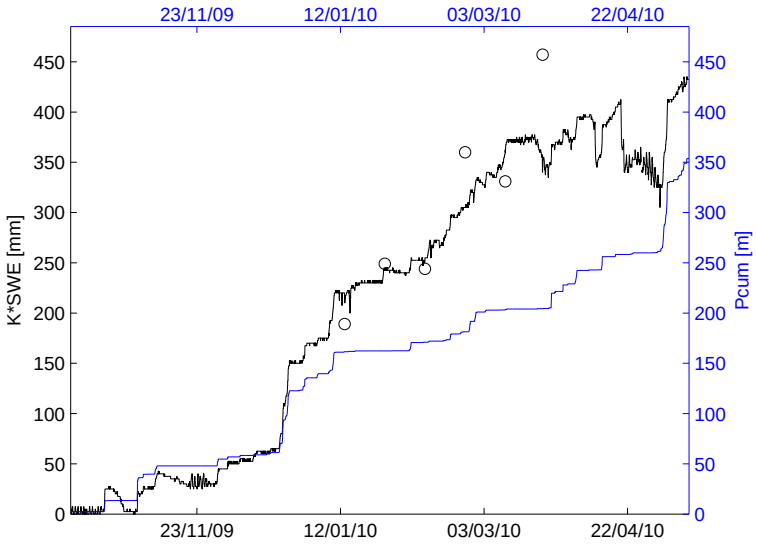

Figura 5.5: Stagione 2009-2010 a Lago Pilone: K·SWE, precipitazione cumulata e campionamenti manuali (cerchietti).

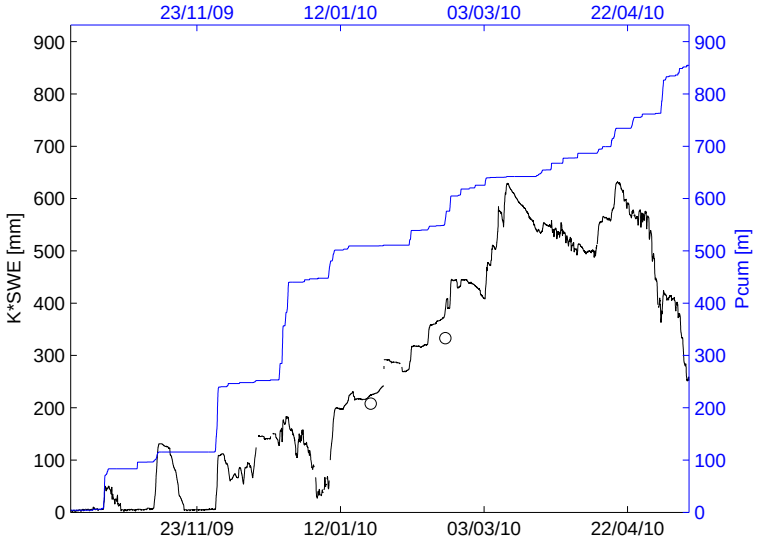

Figura 5.6: Stagione 2009-2010 a Limone Pancani: K·SWE, precipitazione cumulata e campionamenti manuali (cerchietti).

Tabella 5.2: Campionamenti manuali a Lago Pilone.

Data	**Ora**	**Spessore [cm]**	**Densità [kg/m^3]**	**SWE [mm]**	**SWE [mm] (autom)**
		43	214	92	
19/12/2007	14.00	40	250	100	21.5
		49	255	110	
17/01/2008	11.00	100	196	196	35
		77	156	120	
		60	253	152	
08/04/2008	10.00	62	277	172	47.5
		58	262	152	
		98	167	164	
10/12/2008	12.00	102	161	164	33.6
		94	238	224	
		180	320	576	
28/01/2009	12.00	176	345	607	91.6
		185	348	644	
		160	278	604	
04/03/2009	-	138	322	444	103.6
		145	361	524	
		103	217	224	
13/01/2010	-	99	186	184	34.8
		95	168	160	
		116	245	284	
27/01/2010	-	112	200	224	38.8
		113	212	240	
		99	267	264	
10/02/2010	-	89	274	244	40.8
		93	241	224	
		125	275	344	
24/02/2010	-	127	287	364	48.8
		133	280	372	
		126	257	324	
10/03/2010	10.00	136	238	324	57.6
		140	246	344	
		119	356	424	
23/03/2010	10.00	121	383	463	55.2
		125	387	484	

Tabella 5.3: Campionamenti manuali a Limone Piemonte.

Data	**Ora**	**Spessore [cm]**	**Densità [kg/m^3]**	**SWE [mm]**	**SWE [mm] (autom)**
		26	277	72	
31/01/2007	-	27	341	92	-
		33	340	112	
		33	339	112	
28/02/2007	-	40	340	136	-
		38	347	132	
		95	299	284	
29/03/2007	-	57	225	128	-
		80	245	196	
		20	350	70	
18/04/2007	-	17	365	62	-
		38	505	192	
06/01/2008	-	182	327	595	-
		205	320	656	
31/01/2008	-	205	349	716	-
		132	397	524	
		150	363	545	
28/02/2008	-	95	362	344	-
		105	442	464	
		200	298	596	
03/02/2009	-	200	318	636	-
		205	301	616	
		187	416	778	
03/03/2009	-	190	414	787	-
		185	416	770	
22/01/2010	-	70	309	216	224
		65	307	200	
		125	264	330	
17/02/2010	-	122	257	314	387
		134	265	355	

5.4 Criteri di selezione degli eventi

Dalla sintesi di tutte queste considerazioni sull'incertezza sia nelle misure derivanti dal nivometro che dallo snow pillow è derivato un protocollo di selezione degli eventi. La procedura prevede di prendere in considerazione solo gli eventi che, in un intervallo dt = 24h, portano contemporaneamente ad un incremento di spessore del manto (ΔH) di almeno 2 cm (precisione strumentale) e ad un incremento ΔSWE di almeno 2 mm (precisione strumentale). A monte di questi controlli, le condizioni da verificare sono quelle proposte da Johnson and Marks (2004), riassunte nel paragrafo 5.1 di questo rapporto. Le serie originali vengono esplorate di mezz'ora in mezz'ora con una finestra mobile di ampiezza variabile (su cui sono calcolati gli incrementi di H ed SWE, riferiti poi all'istante finale dell'intervallo) e le condizioni ricontrollate ad ogni avanzamento della finestra.

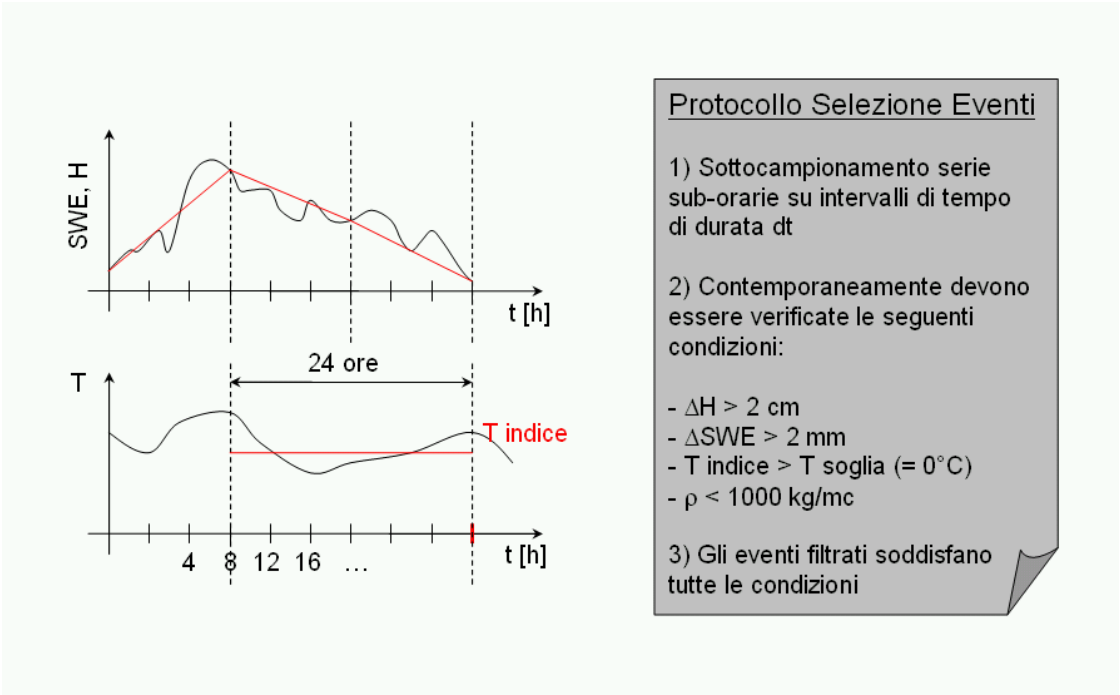

Figura 5.7: Schematizzazione del protocollo di selezione degli eventi. I due grafici sulla sinistra indicano rispettivamente le conseguenze del sottocampionamento del dato di temperatura e il metodo di calcolo della temperatura indice.

A valle di questo si è stabilito, tra tutti gli eventi possibili (cioè che rispettano le condizioni del protocollo), di scegliere solo quelli caratterizzati dal massimo incremento di SWE sull'intervallo $2dt$ centrato nell'istante t a cui gli incrementi sono riferiti. L'applicazione del protocollo consente una selezione degli eventi che, come

mostrato nel seguito, appare efficace. Lo schema di filtri utilizzato è esemplificato in figura 5.7. Gli eventi, scelti aggregando i dati alla scala delle 24 ore, sono riportati in allegato.

Nelle figure 5.8 gli eventi selezionati dal protocollo per le quattro stagioni di misure sono contrassegnati con asterischi rossi sulla curva stagionale di SWE, in corrispondenza dell'istante finale dell'intervallo interessato dall'evento.

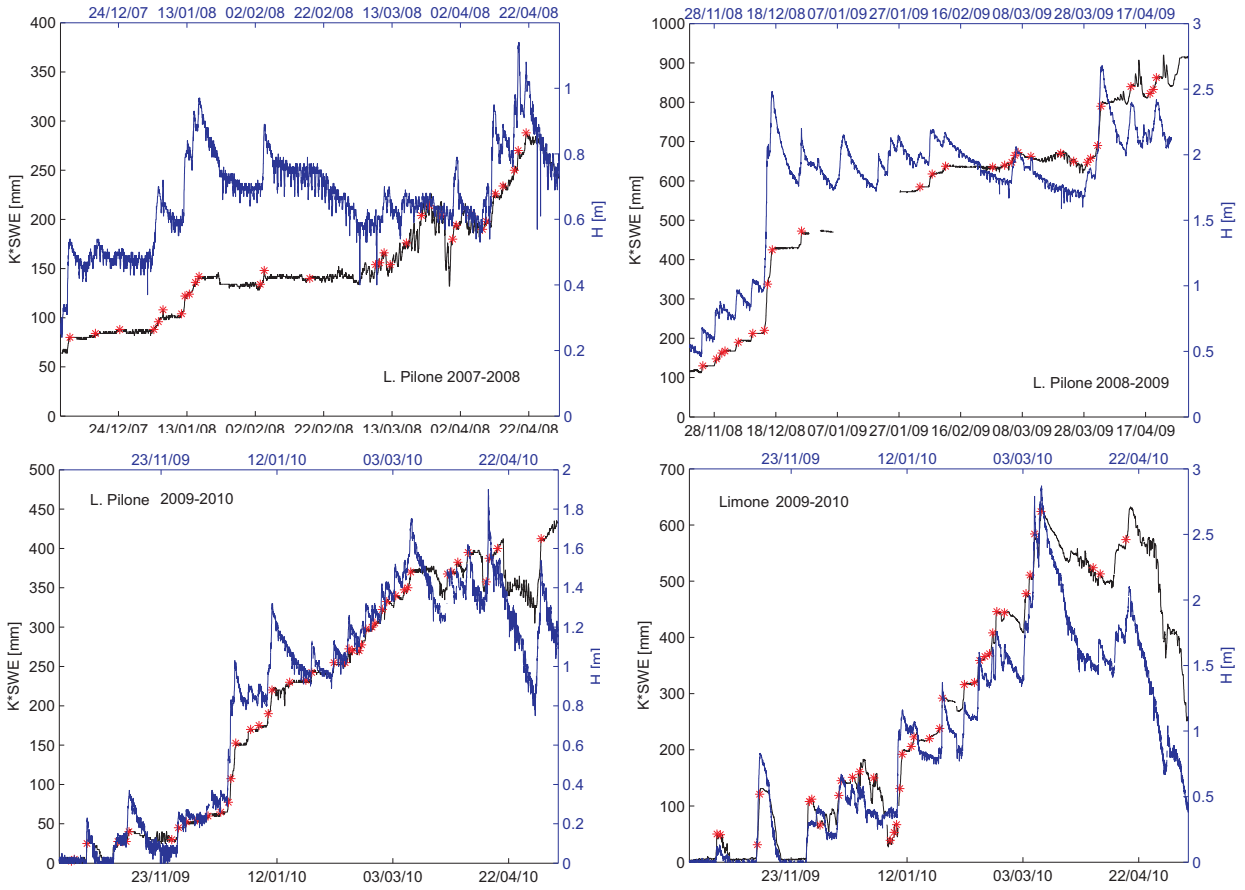

Figura 5.8: Curve stagionali di SWE (asse di sinistra), H (asse di destra) ed eventi selezionati dal protocollo (asterischi)

5.4.1 L'efficienza del pluviometro

L'efficienza del pluviometro rispetto al dato derivante dallo snow pillow (corretto secondo il fattore K), può essere definita dal rapporto $E = \Delta P / \Delta SWE$, con $E > 1$ quando $\Delta p > \Delta SWE$. Le relazioni tra la prestazione del pluviometro e la temperatura (media durante gli eventi), la velocità media del vento e tra le

densità degli eventi nevosi e le temperature medie sono rappresentate rispettivamente nelle figure 5.9, 5.10 e 5.11. Si fa notare che il primo grafico in alto a sinistra è riferito alla stagione 2007-2008 a Lago Pilone durante la quale non si disponeva ancora del pluviometro riscaldato; il secondo spostandosi in senso orario, riferito al 2008-2009, e quello relativo all'unica stagione di misure a Limone fanno riferimento al pluviometro tipo CAE-PMB2/R; mentre il grafico in basso a destra è relativo al pluviometro con tre resistenze installato durante l'ultima stagione a lago Pilone.

Dall'osservazione dei grafici di figura 5.9 emerge che il pluviometro non riscaldato non è in grado di registrare nulla per temperature inferiori ai $-4°$, mentre quello riscaldato può avere buone prestazioni già tra i -6 ed i -8°. Si nota inoltre come il pluviometro a tre resistenze non raggiunga prestazioni sensibilmente migliori di quello standard, con efficienze molto basse (20% circa) al di sotto dei 10°.

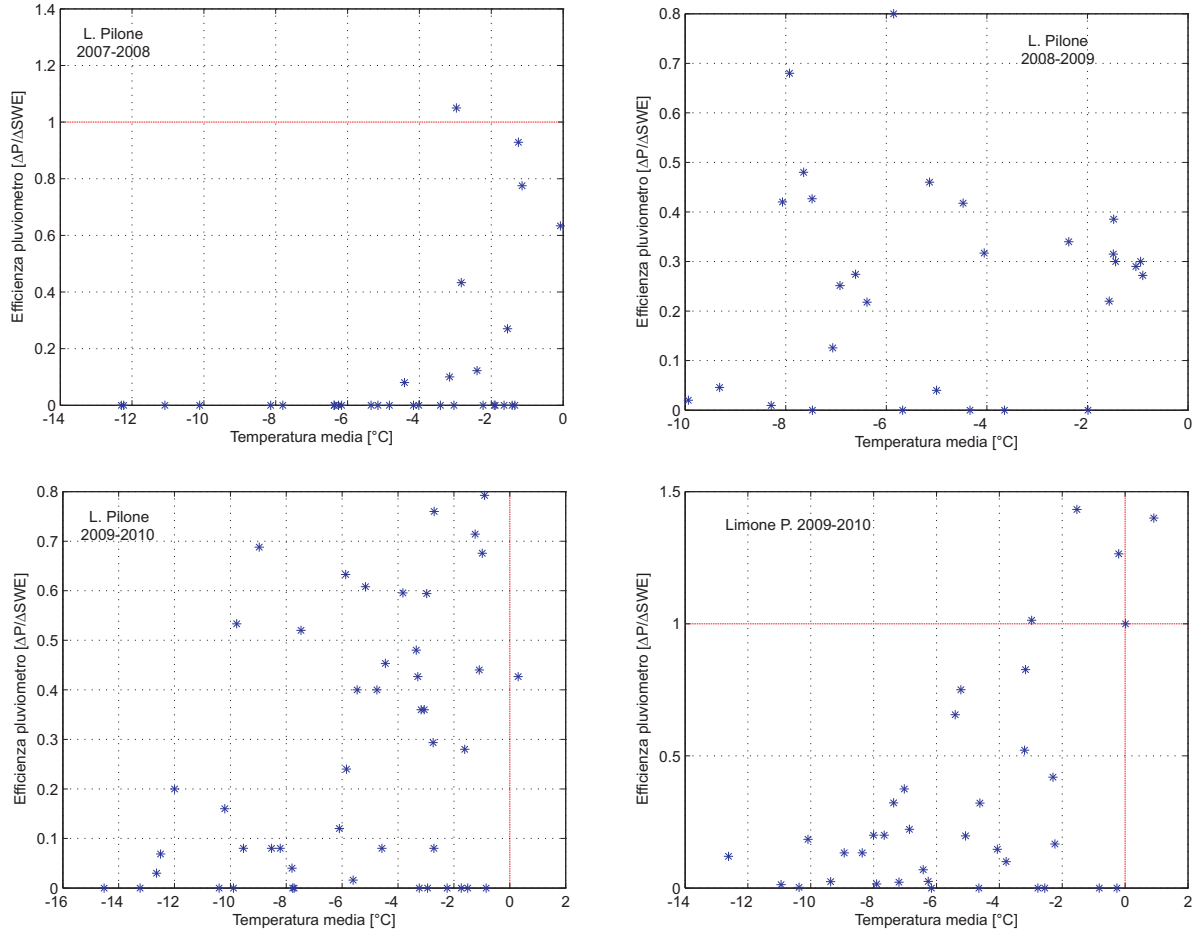

Figura 5.9: Scatter plot del rapporto $\Delta P/\Delta SWE$ per tutti gli eventi selezionati in funzione della temperatura media dell'evento. I quattro grafici sono riferiti alle 4 stagioni.

Meno significativi, a nostro parere, sono i grafici che mettono in relazione l'efficienza pluviometrica con le velocità del vento (figura 5.10). Non si osserva, infatti, alcuna sistematicità nei valori di efficienza che possono essere talvolta alti, talvolta bassi anche in presenza di condizioni di vento forte. Questo risultato potrebbe essere dovuto alla difficoltà anche dello strumento snow pillow di cogliere l'effettiva entità della nevicata in presenza di vento e quindi di fenomeni di trasporto ed accumulo della neve. Di conseguenza efficienze elevate porebbero essere dovute a prestazioni scarse da parte di entrambi gli strumenti.

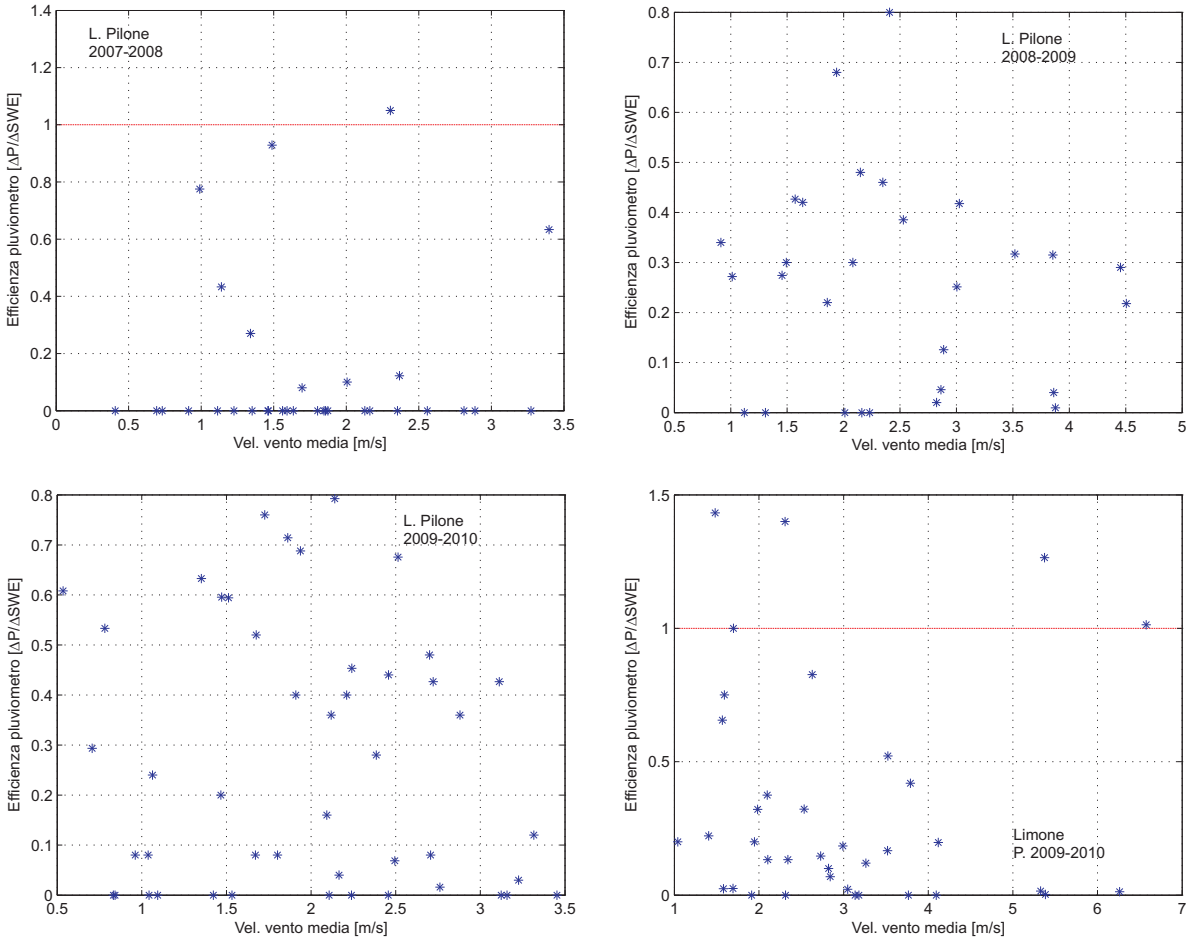

Figura 5.10: Scatter plot del rapporto $\Delta P/\Delta SWE$ per tutti gli eventi selezionati in funzione della velocità media del vento durante l'evento. I quattro grafici sono riferiti alle 4 stagioni.

Infine è stata studiata la relazione, molto documentata in letteratura come riportato nel secondo capitolo di questa relazione, tra la densità della neve fresca e la temperatura. Si osserva che la relazione esiste e che i valori di densità crescono (significativamente) all'aumentare delle temperature. Tuttavia, poichè la densità

è una variabile derivata dal rapporto tra SWE e H, essa risulta affetta da una maggiore incertezza (come mostrato in figura 5.2), con coefficienti di determinazione di conseguenza molto bassi. A questo proposito, si veda ad esempio il punto a temperatura molto bassa e densità molto elevata osservato nel 2009-2010 a Lago Pilone. Il dato, che non può essere escluso poichè rispetta tutte le condizioni del protocollo, risulta da una valore di ΔSWE elevato ma da un valore di ΔH, probabilmente non veritiero, molto basso pari al valore minimo di soglia (0.02 m). Situazioni analoghe, anche se meno evidenti, sono sicuramente presenti nel campione di eventi selezionato. Pertanto, nel seguito del lavoro non si è più fatto riferimento alla densità come variabile dipendente oggetto di studio, ma direttamente ai valori di spessore, precipitazione e SWE.

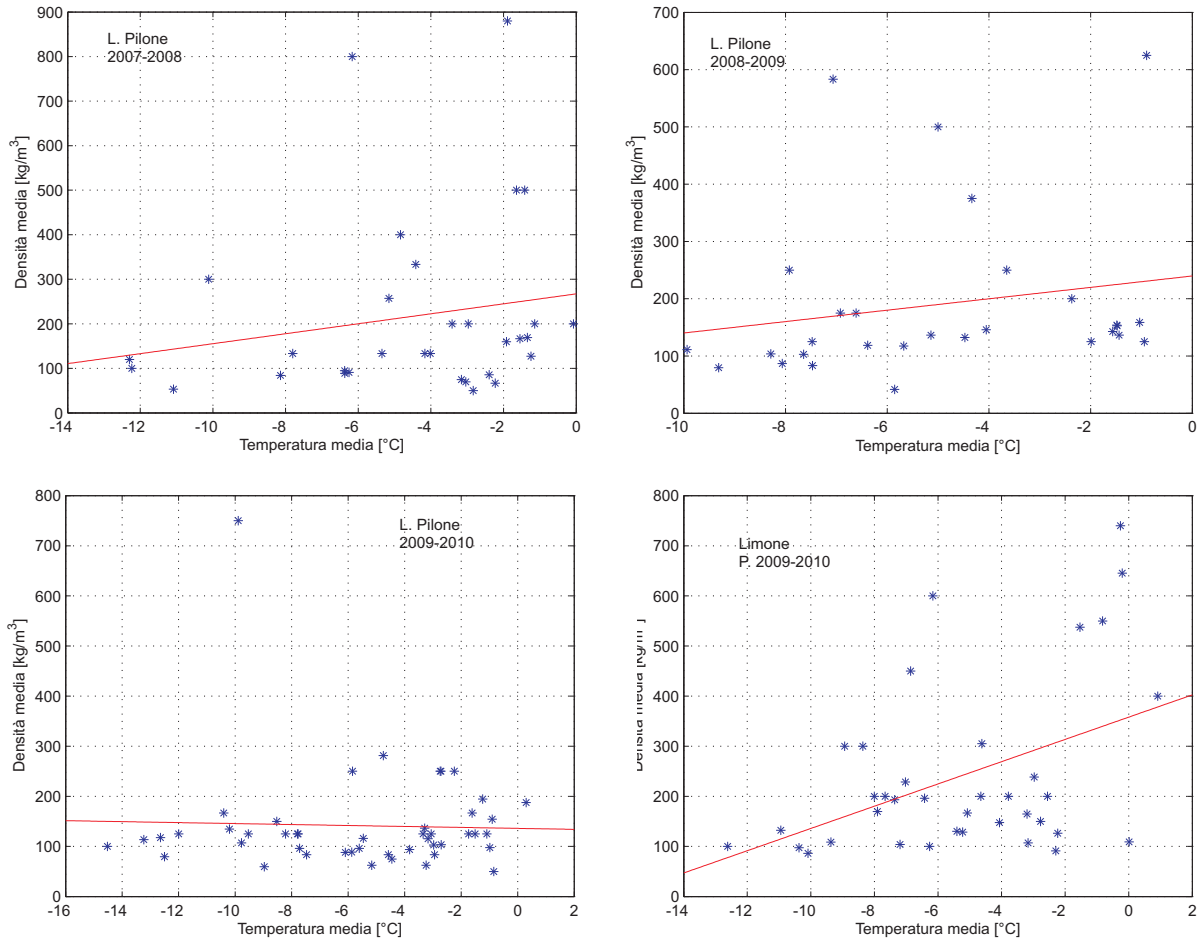

Figura 5.11: Per tutti gli eventi selezionati densità media dell'evento in funzione della temperatura media e rette di regressione in rosso. I quattro grafici sono riferiti alle 4 stagioni.

6. Stima indiretta dell'SWE

L'obiettivo principale di questo lavoro consiste nella definizione di relazioni semplici e parsimoniose per la stima dell'equivalente in acqua della neve fresca in siti dotati solo di strumentazione tradizionale (termometro, nivometro). A tale scopo, i dati degli eventi relativi alle tre stagioni di misura sono stati riuniti in un unico campione, con qualche precauzione rispetto alle misure relative alla prima stagione a Lago Pilone per i già discussi problemi di funzionalità dell'installazione, e studiati secondo modelli di regressione lineari. I descrittori presi in considerazione, per quanto detto, sono le condizioni meteorologiche durante l'evento. Le variabili che sono risultate significative ed i modelli adottati sono discussi nel seguito di questo capitolo. I risultati sono riferiti alle analisi effettuate sui dati aggregati alle 24 ore, per facilitare l'applicazione dei modelli a serie di misure giornaliere. Tuttavia, nella seconda parte del capitolo, sono presentati anche i risultati nel caso di intervalli di durata 3 ore.

6.1 Relazioni ottenute con $dt = 24$ ore

6.1.1 Stima da nivometro e termometro

Tra tutte le variabili meteorologiche rilevate nelle due stazioni di interesse, quali temperatura dell'aria, umidità relativa, velocità del vento, radiazione solare, spessore del manto nevoso ecc., l'unica combinazione che si è rivelata significativa e persistente a tutte le aggregazioni temporali è stata quella che esprime l'incremento di SWE [mm] in funzione dell'incremento di spessore H [m] e della temperatura media dell'aria sull'intervallo considerato [K]. In particolare il modello migliore che ne è derivato ha una struttura additiva

del tipo

$$\begin{cases} \Delta SWE = a + b \cdot \Delta H + c \cdot T_{med} \quad \text{se} \quad \Delta H \geq 2\text{cm} \\ \Delta SWE = 0 \quad \text{se} \quad \Delta H < 2\text{cm} \end{cases} \tag{6.1}$$

dove ΔSWE e ΔH indicano rispettivamente gli incrementi di SWE e spessore H nell'intervallo considerato, con $dt = 24$ ore nel caso specifico, e T_{med} la temperatura media dell'aria nello stesso intervallo di tempo espressa in Kelvin. I coefficienti a, b e c risultano tutti significativi al 5%. I valori dei coefficienti della regressione sono riportati in tabella 6.1 con i rispettivi valori di RMSE e del coefficiente di determinazione. Tra parentesi quadre, sono indicati i p-value relativi ai coefficienti riportati alla riga precedente e, nelle ultime colonne, sempre tra parentesi quadre, l'RMSE ed il coefficiente di determinazione che si sarebbero ottenuti senza l'applicazione del protocollo. I risultati sono dati sia per il campione "completo", vale a dire ottenuto dall'unione di tutti i dati a disposizione, che escludendo la prima stagione di misure, durante la quale si erano riscontrati numerosi problemi di funzionalità dell'installazione. Si osserva innanzitutto che

Tabella 6.1: Coefficienti dei modelli di regressione proposti, con i rispettivi valori di RMSE e del coefficiente di determinazione. Tra parentesi quadre, sono indicati i p-value relativi ai coefficienti riportati alla riga precedente e, nelle ultime colonne, sempre tra parentesi quadre, l'RMSE ed il coefficiente di determinazione che si sarebbero ottenuti senza l'applicazione del protocollo.

	a	b	c	$RMSE$	R^2
tutte le stagioni	-219.39	118.82	0.83	9.85	0.78
	[0.001]	[$\simeq$0]	[0.001]	[10.4]	[0.68]
stagioni 2 e 3	-245.25	120.54	0.93	10.05	0.81
	[0.001]	[$\simeq$0]	[0.001]	[10.8]	[0.70]
stagioni 2 e 3 (solo ΔH)	3.49	118.55	-	10.54	0.78
	[0.011]	[$\simeq$0]	-	-	-
Lago Pilone (solo ΔH)	0.74	120.39	-	6.3	0.89
	[0.45]	[$\simeq$0]	-	-	-
Limone Pancani (solo ΔH)	10.49	109.06	-	14.66	0.69
	[0.005]	[$\simeq$0]	-	-	-

l'applicazione del protocollo porta ad incrementi significativi del valore di R^2, a fronte di riduzioni molto consistenti della numerosità campionaria. Si osserva pure che il risultato migliora ulteriormente escludendo la prima stagione di misure a Lago Pilone. Infatti, al termine della stagione 2007-08 non si era stati in grado di cogliere alcun legame significativo tra i valori di snow water equivalent, spessori e temperatura. Semplificando la struttura della relazione 6.1, eliminando la temperatura media T_{med} durante l'evento dai

descrittori, si ottengono ancora risultati significativi sia per il campione completo che suddiviso per sito (due stagioni a Lago Pilone e una stagione a Limone Pancani). Il vantaggio di questo modello estremamente semplificato è che la sua struttura si mantiene pressochè immutata nei due siti e pertanto risulta essere più facilmente trasferibile in siti diversi da quelli in cui è stata effettuata la taratura.

6.1.2 Correzione del dato pluviometrico di stazione

Questo risultato è importante perchè consente di correggere il dato di precipitazione misurato al pluviometro disponendo di dati di spessore ed eventualmente di temperatura. Nella figura 6.1 sono riportate le serie giornaliere di precipitazione corretta secondo l'equazione 6.1 nelle due stazioni sperimentali, per l'anno idrologico 2008-2009. Si osserva che la correzione si applica solo nei mesi invernali e cioè quando la lettura incrementale registrata dal nivometro è positiva. Un esempio di applicazione alle curve stagionali di precipitazione cumulata è mostrato in figura 6.2, dove la curva blu più bassa è la precipitazione misurata dal pluviometro, la seconda curva blu è lo snow water equivalent, mentre la rossa è la precipitazione cumulata corretta. Si osserva che, tranne nel caso della stagione 2008-2009 a Lago Pilone, la precipitazione corretta è sempre maggiore dell'SWE. Questo accade perchè la curva di SWE tiene conto anche delle quantità sciolte durante la stagione di misura, mentre la precipitazione cumulata è sempre crescente.

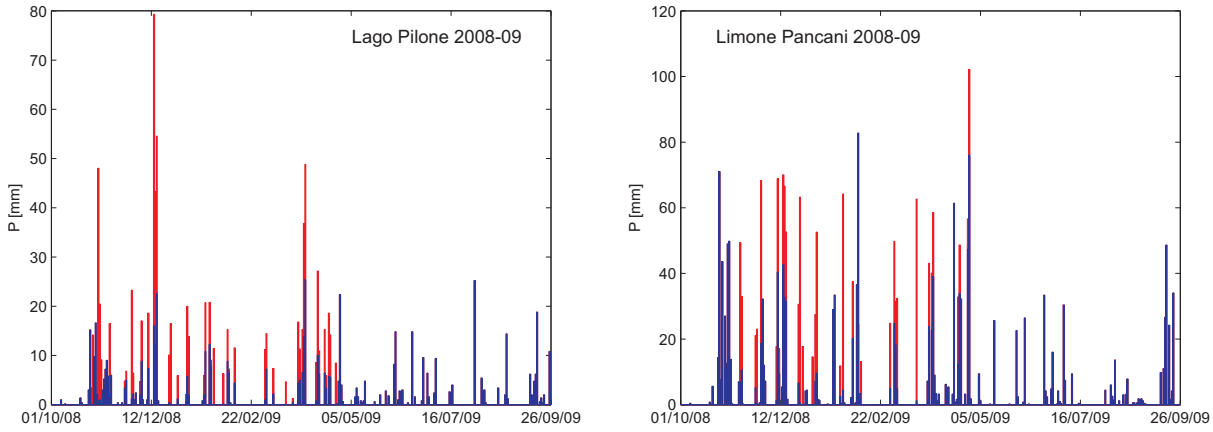

Figura 6.1: Serie giornaliere di precipitazione corretta secondo l'equazione 6.1 nelle due stazioni sperimentali, per l'anno idrologico 2008-2009.

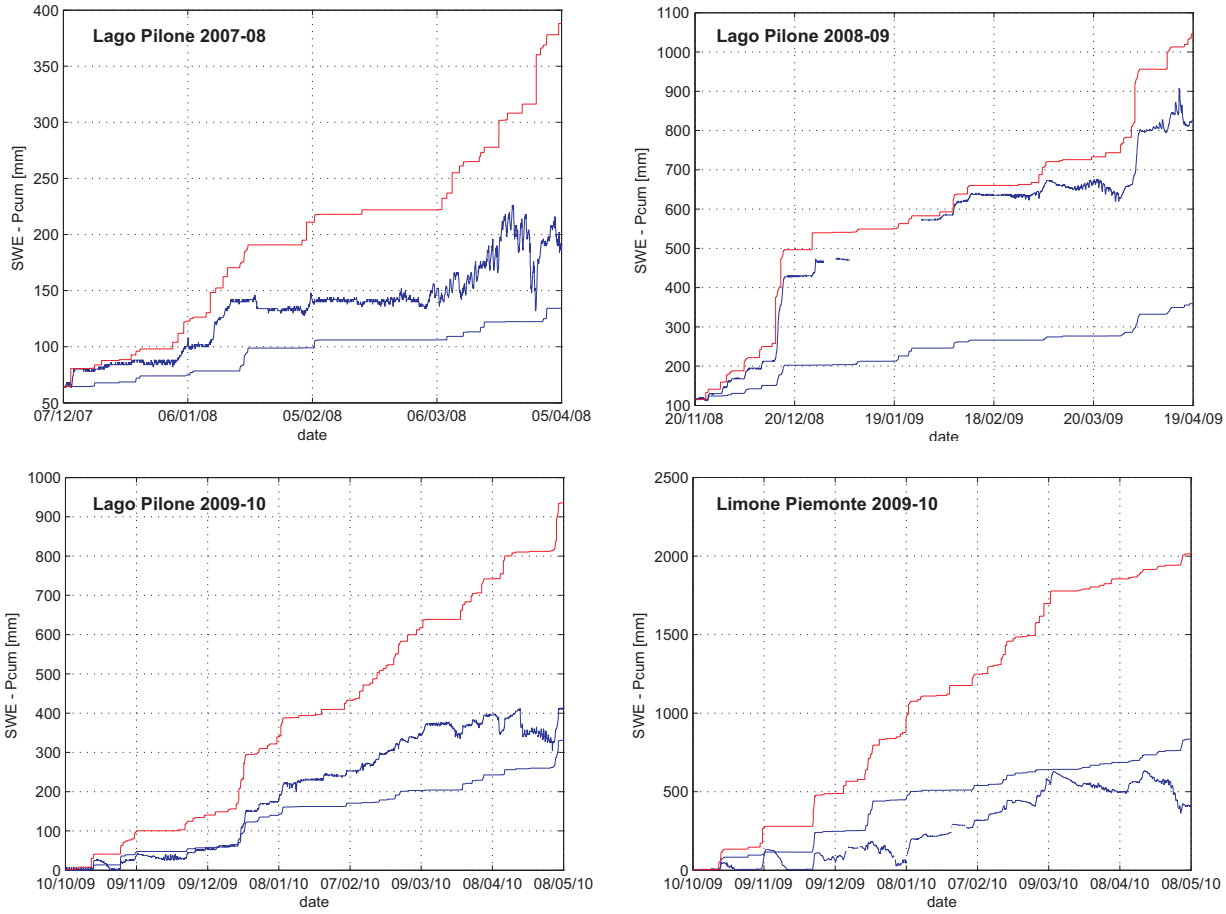

Figura 6.2: Curve stagionali cumulate: la curva blu sempre crescente è la precipitazione misurata dal pluviometro; quella blu più frastagliata (le discese corrispondono ai periodi di scioglimento) è lo snow water equivalent; la rossa è la precipitazione cumulata corretta.

6.1.3 Stima da pluviometro

L'utilità della relazione 6.1 consiste nella possibilità di ricostruire, anche in punti dove sono disponibili esclusivamente misure di spessore, il valore di equivalente in acqua della precipitazione vera, ovvero del dato di precipitazione corretta anche in presenza di nevicate. Tuttavia, anche in assenza di misura di spessore è possibile pervenire ad una stima del dato di SWE a partire dal dato di precipitazione registrato dal pluviometro. Un tale risultato è di particolare rilevanza se applicato alle regioni di alta quota dove la misura della precipitazione risulta molto incerta. In figura 6.3, sono riportati i valori di precipitazione misurata dal pluviometro (riscaldato, poichè abbiamo escluso la prima stagione a Lago Pilone) in funzione dell'SWE ricostruito negli stessi istanti in base al modello 6.1. Si osserva come vi sia una sistematica sottostima della

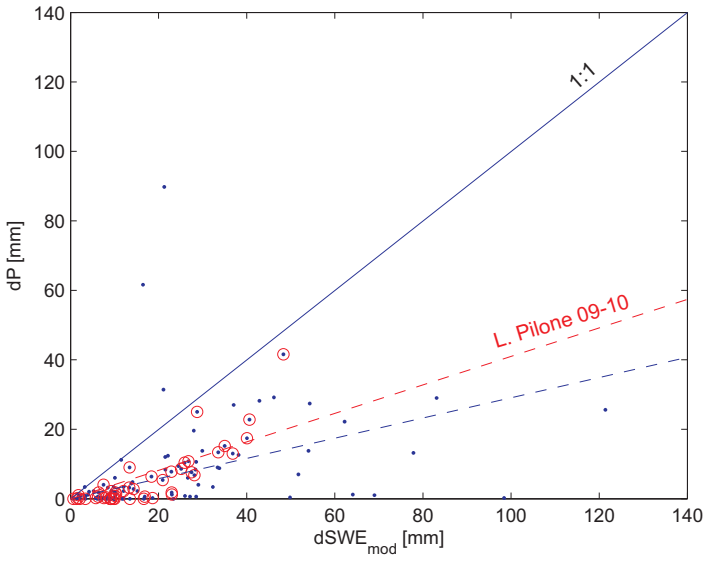

Figura 6.3: Precipitazione misurata dal pluviometro in funzione dell'SWE ricostruito negli stessi istanti in base al modello 6.1. La linea tratteggiata scura è la retta di regressione ottenuta applicando un modello del tipo $\Delta SWE = k \cdot \Delta P$ a tutti i punti. La linea tratteggiata rossa è riferita solo alla stagione 2009-10 a Lago Pilone, rappresentata dai punti cerchiati in rosso.

precipitazione da parte del pluviometro, fatta eccezione per pochissimi casi che si dispongono al di sopra della bisettrice del grafico. La linea tratteggiata blu è la retta di regressione ottenuta applicando un modello del tipo $\Delta SWE = k \cdot \Delta P$ a tutti i punti. Si ottiene un valore di $k \simeq 0.3$, che implica una sottostima media pari al 70% da parte del pluviometro rispetto al dato ricostruito di SWE. E' interessante notare che, a seguito dell'installazione a Lago Pilone del nuovo prototipo di pluviometro riscaldato, la sottostima si riduce al 60%

circa (figura 6.3, retta tratteggiata rossa e punti cerchiati in rosso).

6.2 Relazioni ottenute con $dt = 3$ ore

L'aggregazione dei dati su intervalli di osservazioni di durata più breve porta alla definizione di relazioni, significative statisticamente anche se non necessariamente più accurate, nelle quali intervengono predittori diversi da quelli già visti. Nella fattispecie, alla scala delle 3 ore, diventa significativa la velocità del vento media, il cui ruolo è ben noto dalla letteratura, ma che a scale temporali di minor dettaglio perde significatività. La struttura del modello è riportata nell'equazione 6.2,

$$\begin{cases} \Delta SWE = a + b \cdot \Delta H + c \cdot W_{med} + d \cdot T_{med} \quad \text{se} \quad \Delta H \geq 2\text{cm} \\ \Delta SWE = 0 \quad \text{se} \quad \Delta H < 2\text{cm} \end{cases} \tag{6.2}$$

dove W_{med} indica propio la velocità del vento media nell'intervallo. I valori assunti dai coefficienti a, b, c e d nei casi già esaminati in precedenza (campione completo, solo 2 stagioni, suddivisione per siti) sono riportati in tabella 6.2.

Tabella 6.2: Coefficienti dei modelli di regressione proposti, con i rispettivi valori di RMSE e del coefficiente di determinazione. Tra parentesi quadre, sono indicati i p-value relativi ai coefficienti riportati alla riga precedente.

	a	b	c	d	$RMSE$	R^2
tutte le stagioni	-43.04	72.20	0.75	0.16	3.1	0.57
	[0.0002]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.0002]	-	-
stagioni 2 e 3	-51.95	73.22	0.85	0.19	3.2	0.60
	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	-	-
Lago Pilone	-27.67	69.29	0.45	0.11	2.3	0.61
	[0.003]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.003]	-	-
Limone Pancani	-132.4	76.68	0.84	0.50	4.5	0.49
	[0.001]	[$\simeq$0]	[0.002]	[0.001]	-	-

Si osserva che, vista la struttura più dettagliata del modello, sia in termini di variabili implicate che di dettaglio temporale della misura, questo genere di approccio si presta maggiormente alla correzione del dato pluviometrico di stazione che non alla trasposizione ad altri siti.

7. Applicazione a due bacini campione

I risultati presentati al capitolo precedente danno la possibilità di stimare la precipitazione usando lo spessore di neve fresca e la temperatura dell'aria. Questo risultati sono utilizzati per correggere l'equazione di bilancio di due bacini montani: il Chisone a Soucheres Basses (figura 7.1) ed il Vermenagna a Robilante (figura 7.2) relativamente ad intervalli di osservazione che presentino la contemporanea disponibilità di precipitazioni e portate.

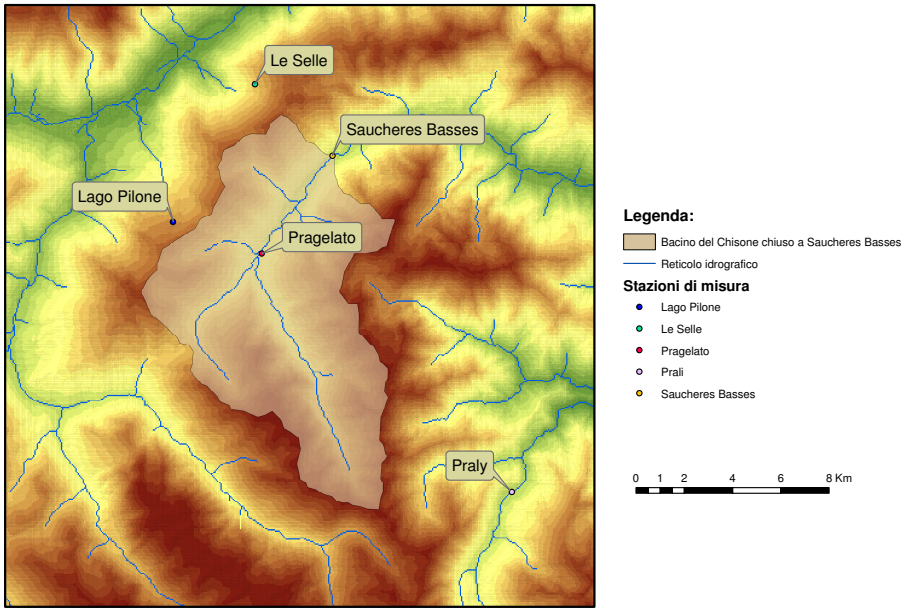

Figura 7.1: Bacino idrografico del Chisone a Soucheres e indicazione della posizione delle stazioni idro-meteo considerate in questo studio.

I due bacini sono stati scelti per la loro prossimità alle stazioni sperimentali e per il forte ruolo esercitato dalla componente nivale sul loro bilancio idrologico. Il Chisone a Soucheres Basses ha un'area di circa

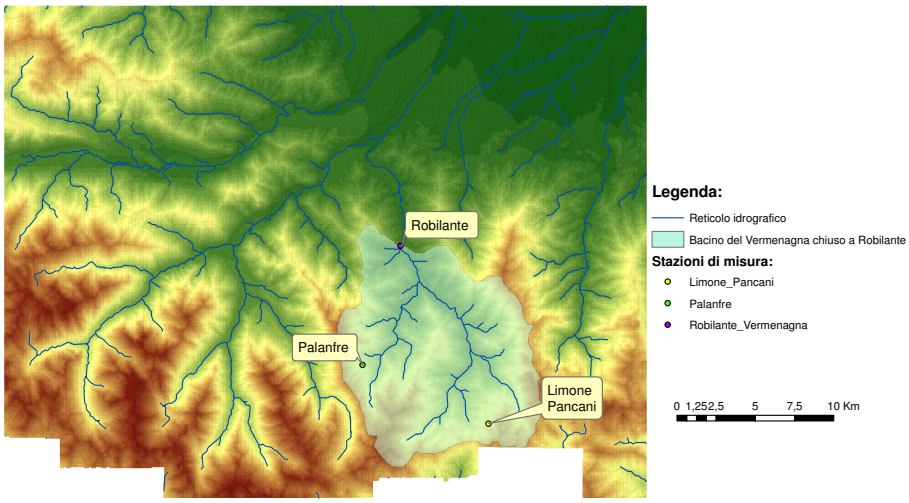

Figura 7.2: Bacino idrografico del Vermenagna a Robilante e indicazione della posizione delle stazioni idrometeo considerate in questo studio.

65 km^2, da una quota minima pari a 1471 m s.l.m. (corrispondente alla quota della sezione di chiusura, le cui caratteristiche sono riportate in appendice) e una quota massima di 2222 m s.l.m. Il Vermenagna chiuso alla stazione di Robilante (751 m s.l.m., le cui caratteristiche sono riportate in appendice) ha invece un'estensione di circa 140 km^2 e la sua quota massima è di 2724 m s.l.m. Le curve ipsometriche dei due bacini sono riportate in figura 7.3. Le stazioni meteorologiche afferenti a ciascun bacino, con i rispettivi pesi ottenuti con il metodo dei topoieti, sono elencate in tabella 7.1. Per queste stazioni sono disponibili i dati di precipitazione ottenuti da pluviometro riscaldato. I deflussi sono invece ottenuti, a partire dai dati di livello idrometrico, usando le scale di deflusso nella forma $q = a \cdot (h - h_0)^b$, i cui coefficienti sono riportata in tabella 7.2 per gli anni 2008 e 2009. Per l'anno 2010 si assume che non vi siano state variazioni significative nelle sezioni e le scale sono assunte invariate rispetto al 2009.

L'applicazione riguarda i due periodi 1 ottobre 2008-30 settembre 2009 e 1 settembre 2009-31 maggio 2010. Per entrambi gli afflussi sono stati ricostruiti col metodo dei topoieti e i totali annui sono poi stati confrontati con i deflussi (espressi in mm). I risultati sono riportati in termini di afflussi (non corretti) e deflussi totali annui nella seconda colonna della tabella 7.3 e con la differenza tra afflussi e deflussi indicate

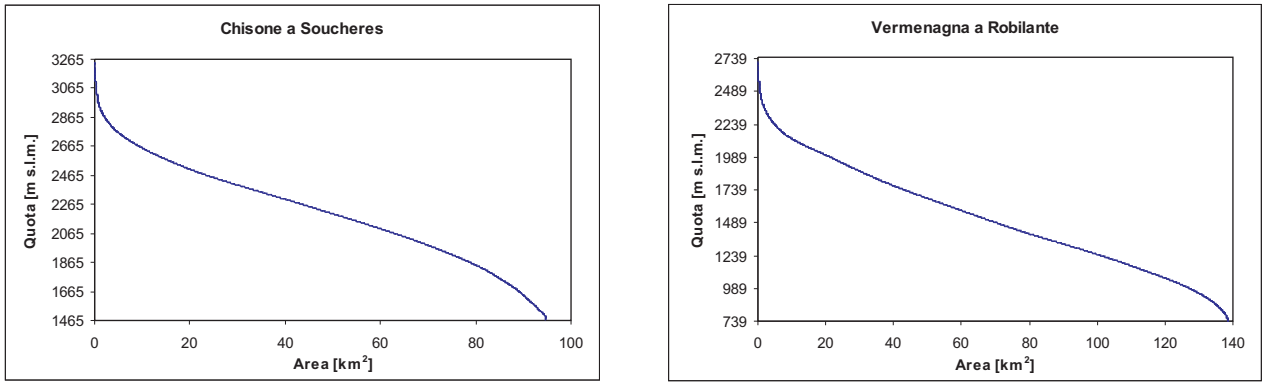

Figura 7.3: Curve ipsometriche del Chisone a Soucheres Basses e del Vermenagna a Robilante.

Tabella 7.1: Topoieti

Chisone a Soucheres Basses (94.6 km^2)	Lago Pilone	0.11
	Le Selle	0.07
	Pragelato	0.70
	Praly	0.12
Vermenagna a Robilante 138.5 km^2	Palanfrè	0.33
	Pancani	0.41
	Robilante	0.26

nell'ultima riga di ogni settore. Nella terza colonna invece è riportato il valore di precipitazione corretta, ottenuto combinando col metodi dei topoieti i valori giornalieri di stazione corretti in base alla relazione 6.1 (con i coefficienti riportati nella terza riga di tabella 6.1). La correzione è stata applicata ogni volta che il nivometro ha registrato nelle 24 ore un incremento di spessore di almeno 2 cm in corrispondenza di temperature medie giornaliere $\leq$0.

A seguito della correzione i bacini, che già in origine presentavano una differenza positiva tra l'afflusso totale annuo ed il deflusso, vengono ad avere uno sbilancio tra afflussi e deflussi rispettivamente di 560 mm per il Chisone e di 734 mm per il Vermenagna. Un'analisi dettagliata volta alla chiusura del bilancio sui due bacini in esame esula dagli scopi di questa relazione. Tuttavia, al fine di valutare la qualità di un tale risultato, è stata fatta una stima dell'evapotraspirazione potenziale annua di bacino usando la la procedura proposta da Thornthwaite (1948) sulla base dei valori medi mensili di temperatura. L'evapotraspirazione è stata determinata in modo distribuito, discretizzando la superficie dei bacini per mezzo di una rappresentazione a maglia quadrata di un km di lato. Ad ogni cella del bacino è stata attribuito un regime medio di

Tabella 7.2: Scale deflusso

	gen-giu			lug-dic		
	a	b	h_0	a	b	h_0
Soucheres Basses						
2008	45.03	1.94	0.30	10.70	2.46	-0.20
2009	10.89	2.42	-0.20	=	=	=
Robilante						
2008-2009	29.85	2.07	0.65	=	=	=

Tabella 7.3: Bilanci annui per i due bacini campione.

Chisone 2008-2009	misurata	corretta	
Afflusso totale annuo	1026	1369	[mm/anno]
Deflusso totale annuo	809	-	[mm/anno]
Differenza	217	560	[mm/anno]
Chisone 2009-2010			
Afflusso totale annuo	441	885	[mm/8mesi]
Deflusso totale annuo	248	-	[mm/8mesi]
Differenza	-	-	[mm/8mesi]
Vermenagna 2008-2009			
Afflusso totale annuo	1570	2044	[mm/anno]
Deflusso totale annuo	1310	-	[mm/anno]
Differenza	260	734	[mm/anno]
Vermenagna 2009-2010			
Afflusso totale annuo	836	1306	[mm/8mesi]
Deflusso totale annuo	780	-	[mm/8mesi]
Differenza	-	-	[mm/8mesi]

temperatura, ottenuto dall'applicazione di un modello geo-regressivo che considera, come regressori, quota, latitudine, distanza dal mare ed effetto barriera (Claps et al., 2008). I risultati sono poi stati mediati sul bacino. Rispetto a metodologie di stima semplificate che considerano come unica variabile la quota media del bacino, la procedura adottata consente di considerare gli effetti della distribuzione spaziale delle quote e delle caratteristiche morfometriche del territorio. Si ottiene così che, mediamente, sul Chisone a Soucheres Basses sono attesi circa 400 mm di evpotraspirazione all'anno; mentre sul Vermenagna a Robilante l'evapotraspirazione media annua supera i 500 mm. A tali quantità va aggiunta la sublimazione che, seppur poco documentata in letteratura, può ammontare ad 80-100 mm/anno (e.g., Favier et al., 2009).

Infine, nelle figure 7.4 e 7.5 sono riportate le sequenze degli afflussi, corretti e non, e dei deflussi, riferiti

all'anno idrologico 2008-2009 per i due bacini in esame. Analogamente a quanto emerso dal grafico 6.1, si osserva come la correzione abbia effetto solo durante la stagione invernale.

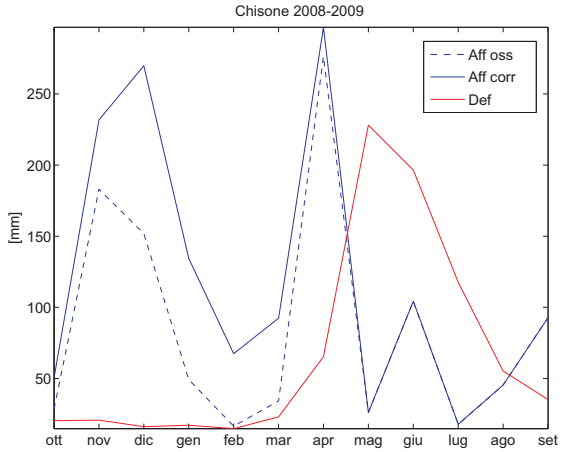

Figura 7.4: Serie storica degli afflussi osservati, degli afflussi corretti e dei deflussi per il Chisone, per l'anno idrologico 2008-2009.

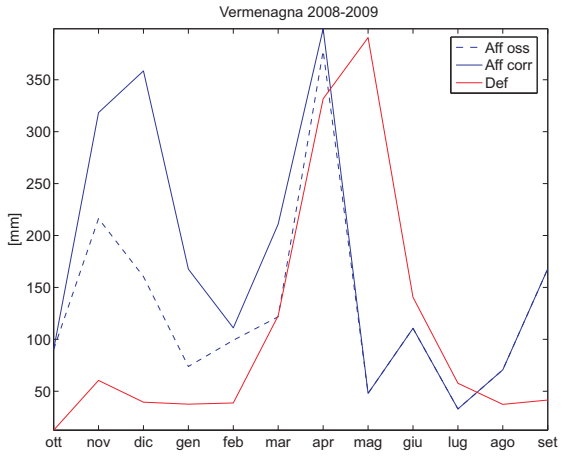

Figura 7.5: Serie storica degli afflussi osservati, degli afflussi corretti e dei deflussi per il Vermenagna, per l'anno idrologico 2008-2009.

Lo schema applicato per questi bacini può essere esteso a tutte le stazioni nivometriche e, con margini di errore maggiori, a stazioni dotate di solo pluviometro riscaldato.

Conclusioni

In questo studio sono stati considerati aspetti sperimentali ed operativi relativi alla valutazione della riserva idrica nivale in ambiente alpino. Lo studio è consistito in una parte sperimentale, incentrata sull'installazione di due snow pillow, strumenti per la misura della precipitazione nevosa equivalente, in due punti di misura dall'Arpa Piemonte. A questa fase ne è seguita una di analisi dei dati e di impostazione dei modelli per la ricostruzione indiretta del dato di SWE (snow water equivalent). Le relazioni che sono state proposte esprimono la dipendenza tra l'equivalente in acqua della neve fresca, ovvero considerata prima dell'instaurarsi di fenomeni di compattazione e metamorfismo, ed il dato relativo al suo spessore misurato in continuo dal nivometro. I modelli proposti per questa determinazione indiretta si prestano ad essere trasportati in punti diversi da quelli in cui sono stati concepiti, purchè dotati di nivometro, grazie al requisito di robustezza che è stato perseguito. Nel caso in cui si voglia ricostruire il dato di precipitazione equivalente in siti dotati di termometro ed anemometro, sono pure fornite relazioni con strutture leggermente più complesse che includono anche la temperatura media dell'aria e la velocità del vento tra le variabili indipendenti. Inoltre lo schema può essere applicato, con margini di errore maggiore, anche a stazioni dotate solo di pluviometro riscaldato.

L'importanza del contributo qui proposto sta nella possibilità di quantificare l'entità della sottostima nelle misure pluviometriche in siti di alta quota, sia che siano ottenute con pluviometri tradizionali che con pluviometri dotati di riscaldatore. L'entità di tale sottostima può essere molto elevata e raggiungere il 70% in siti interessati da precipitazione nevosa per buona parte dell'anno. In prospettiva, questo genere di valutazioni può condurre alla ridefinizione del bilancio idrologico in molti dei bacini alpini, nei quali la stima degli afflussi risulta affetta da elevata incertezza. Un'impostazione preliminare del problema per due

bacini pilota di alta quota, nella fattispecie il Chisone a Soucheres Basses ed il Vermenagna a Robilante, è presentata nell'ultima parte della relazione. I risultati, seppure di carattere preliminare, portano a ridefinire i volumi di afflusso e a riconsiderare, di conseguenza, le quantità coinvolte nei processi di evapotraspirazione e sublimazione. E' interessante notare come l'entità della correzione risulti coerente con quanto indicato in Ronchi et al. (2009) per il bacino della diga di Ceresole.

L'attuazione dell'esperimento ed il raggiungimento degli obiettivi del progetto hanno subito il condizionamento di alcune difficoltà di carattere tecnico legate alle installazioni, oltre che alla complessità di interpretazione dei dati. Pertanto, il risultato che, pur a fronte di un numero relativamente basso di dati, consente di arrivare ad una stima dell'errore pluviometrico e ad una correzione del bilancio idrologico in due piccoli bacini montani, è da considerarsi incoraggiante per il proseguimento delle indagini in questo campo.

Per quanto esposto nel lavoro, si ritiene che il mantenimento della funzionalità delle installazioni sperimentali sia di particolare importanza onde consentire aggiornamenti delle conoscenze con spesa molto contenuta. La prosecuzione delle campagne di rilievo manuali nei due siti sperimentali sarebbe altresì auspicabile. Dal punto di vista modellistico, l'ampliamento del campione di osservazioni porterebbe ad una definizione più accurata dei modelli per la ricostruzione della precipitazione equivalente in siti con misure tradizionali.

Bibliografia

Abbe, C. (1888). Annual report of the Chief Signal Officer of the Army under the direction of Brigadier-General A.W.Greely. Technical report, U.S. Govt., Washington, DC.

Auer, A. and White, J. (1982). The combined role of kinematics, thermodynamics, and cloud physics associated with heavy snow-fall episodes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60:500–507.

Bossolasco, M. (1954). Newly fallen snow and air temperature. *Nature*, 174:362–363.

Chaston, P. (1989). The magic chart for forecasting snow amount. *Natl.Wea.Dig.*, 14(2):20–22.

Church, J. (1914). Recent studies of snow in the United States. *Royal Meteorological Society Quarterly Jurnal*, pages 43–52.

Claps, P., Giordano, P., and Laguardia, G. (2008). Spatial distribution of the average air temperatures in Italy: quantitative analysis. *, Journal of Hydrologic Engineering*, 13(4):242–249.

Colbeck, S. (1987). History of snow-cover research. *Journal of Glaciology*, special issue:60–65.

Currie, B. (1947). Water content of snow in cold climates. *Bullettin of the American Meteorological Society*, 28:150–151.

Diamond, M. and Lowry, W. (1954). Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature. *J. Meteor.*, 11:512–513.

Doesken, N. and Judson, A. (1997). *The Snow Booklet: A guide to the Science, Climatology, and Measurements of Snow in the United States.* Colorado State University.

Duchon, E. and Essenberg, G. (2001). Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields. *Water Resources Research*, 37:3253–3263.

Egli, L., Jonas, T., and Meister, R. (2009). Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*, 57:107–115.

Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., and Lopez, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26-32 degrees S). *Water Resources Research*, 45.

Gold, L. and Power, B. (1954). Dependence of the forms of natural snow crystals on meteorological conditions. *Journal of Meteorology*, 11:35–42.

Goodison, B., Louie, P., and Yang, D. (1898). Wmo solid intercomparison, final repor. Technical Report WMO/TD-872, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.

Grant, L. and Rhea, J. (1974). Elevation and meteorological controls of the density of snow. In *Advanced Concepts Tech. Study Snow Ice Resources*, pages 169–181, National Academy of Science.

Gray, D. and Male, D. (1981). *Handbook of snow: principles, processes, management and use*. Pergamon Press.

Groisman, P. and Legates, D. (1994). The accuracy of united states precipitation data. *Bull. Am. Meterol. Soc.*, 72(2):215–227.

Hedstrom, N. and Pomeroy, J. (1998). Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrol. Process.*, 41(12):1611–1625.

Henry, A. (1917). The density of snow. *Monthly weather Review*, 45:102–113.

Houze, R. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press.

Johnson, J. and Marks, D. (2004). The detection and correction of snow water equivalent pressure sensor errors. *Hydrological Processes*, 18:3513–3525.

Jonas, T., Marty, C., and Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378:161–167.

Judson, A. and Doesken, N. (2000). Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains. *Bullettin of the American Meteorological Society*, 81(7):1577–1587.

Kyle, J. and Wesley, D. (1997). New conversion table for snowfall to estimated meltwater: is it appropriate in the High Plains? Technical Report 18-04, NOAA/NWS Central region Applied Reserch, Scientific Services Division.

La Chapelle, E. (1962). The density distribution of new snow. Technical report, USDA Forest Service, Salt Lake City UT.

Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., and Fierz, C. (2002). Physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warnig Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Scienc. And Technol.*, 35:169–184.

Magono, C. and Nakamura, T. (1965). Aerodynamic studies of falling snow flakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 43:139–147.

Marks, D., Cooley, K., Robertson, D., and Winstral, A. (2001). Long-term database, Reynolds Creek Ezperimental Watershed, Idaho, United States. *Water Resources Research*, 11:2835–2838.

McGurk, B., Azuma, D., and Kattelman, R. (1988). Density of new snow in the Sierra Nevada. In *56th Annual Meeting, Western Snow Conference*, pages 158–161, Kalispell, MT.

Meister, R. (1986). Density of new snow and its dependence on air temperature and wind. In *Correction of Precipitation Measurements*, pages 73–80, Eidgenossische Technische Hochschule Zurich.

Mosimann, L., Steiner, M., Collett, J., Henrich, W., Schmid, W., and Waldvogel, A. (1993). Ice crystal observations and the degree of riming in winter precipitation. *Water, Air, and Soil Pollution*, 68(1-2):doi:10.1007/BF00479391.

Passarelli, R. and Srivastava, R. (1979). A new aspect of snowflake aggregation theory. *J. Atmos. Sci.*, 36:484–493.

Penton, V. and Robertson, A. (1967). Experience with the pressure pillow as a snow measuring device. *Water Resources Research*, 3(2):405–408.

Potter, J. (1965). Water content of freshly fallen snow. Technical report, CIR-4232, TEC-569, Meteorol. Branch, Dept. of Transport, Toronto, ON.

Power, B., Summers, P., and D'Avignon, J. (1964). Snow crystal forms and riming effects as related to snowfall density and general storm conditions. *J. Atmos. Sci.*, 21:300–305.

Roebber, P., Bruening, S., Schultz, D., and Cortinas, D. (2003). Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density. *Weather and forecasting*, 18:264–287.

Ronchi, C., Loglisci, N., Salandin, A., Rabuffetti, D., Pelosini, R., Barbero, S., and Bovo, S. (2009). Progetto finalizzato alla conoscenza della risorsa nevosa, anceh attraverso l'attivazione di siti sperimentali di misura e messa a punto di indicatori dello stato quantitativo della risorsa idrica. Technical report, ARPA, Torino, Italia.

Sevruk, B. (1982). Methods of correction for systematic error in point precipitation measurements for operational use. Technical Report 589.

Sevruk, B. and Klemm, S. (1989). *Precipitation Measurements*, chapter Types of standard precipitation gauges, pages 227–232. Swiss Federal Institute of Technology, Zurich.

Sevruk, B. et Hamon, M. (1884). International comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge. Technical Report 11, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland.

Simeral, D. (2005). *New snow density across an elevational gradient in the Park Range of North Western Colorado.* PhD in Geography, Northern Arizona Unuiversity.

Sorteberg, H., Engeset, R., and Udnaes, H. (2001). A national network for snow monitoring in Norway: snow pillow verification using observations and models. *Phys. Chem. Earth (C)*, 26(10-12):723–729.

Stashko, E. (1976). Water in freshly fallen snow. In *44th Annual Meeting, Western Snow Conference*, pages 20–22, Calgary, AB.

Super, A. and Holroyd, E. (1997). Snow accumulation algorithm for the WSR-88D radar: second annual report. Technical report, Bureau Reclamation, U.S. Dept. of Interior, Denver, CO.

Thornthwaite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1):55–94.

Appendice A: Stazioni

In questa appendice sono riportate sotto forma di tabelle alcune informazioni caratteristiche delle stazioni meteorologiche ed idrometriche considerate in questo studio.

Tabella 9.1: Caratteristiche della stazione di Pragelato

PRAGELATO	
TIPO STAZIONE	TERMOIGRO-PLUVIOBAROMETRICA CON RADIOMETRO E SENSORI NIVOLOGICI
CODICE STAZIONE	S2894
DENOMINAZIONE STAZIONE	PRAGELATO
COMUNE	PRAGELATO
PROVINCIA	TO
BACINO	PELLICE
LOCALITA'	BORGATA PLAN
LATITUDINE N	445929
LONGITUDINE E	065523
UTM x (metri)	336373
UTM y (metri)	4984288
QUOTA SITO	1620 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	19/12/2002
INIZIO PUBBLICAZIONE	20/12/2002
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Di seguito sono riportate, rispettivamente per il Vermenagna a Robilante e per il Chisone a Soucheres Basses, le suddivisioni in aree di competenza dei pluviometri, secondo il metodo dei poligoni di Thiessen. I pesi relativi ad ogni stazione utilizzati per ricostruire le serie degli afflussi sono riportati nella tabella 7.1 di questa relazione.

Tabella 9.2: Caratteristiche della stazione di Lago Pilone

LAGO PILONE	
TIPO STAZIONE	TERMOIGRO-PLUVIOANEMOMETRICA CON RADIOMETRO E SENSORI NIVOLOGICI
CODICE STAZIONE	008
DENOMINAZIONE STAZIONE	LAGO PILONE
COMUNE	SAUZE D'OULX
PROVINCIA	TO
BACINO	DORA RIPARIA
LOCALITA'	LAGO PILONE
LATITUDINE N	450012
LONGITUDINE E	065238
UTM x (metri)	332693
UTM y (metri)	4985596
QUOTA SITO	2280 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	21/10/1988
INIZIO PUBBLICAZIONE	22/10/1988
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Tabella 9.3: Caratteristiche della stazione di Limone Pancani

LIMONE PANCANI	
TIPO STAZIONE	TERMOIGRO-PLUVIOANEMOMETRICA CON SENSORI NIVOLOGICI E DI RADIAZIONE RIFLESSA
CODICE STAZIONE	S4613
DENOMINAZIONE STAZIONE	LIMONE PANCANI
COMUNE	LIMONE PIEMONTE
PROVINCIA	CN
BACINO	TANARO
LOCALITA'	PANCANI
LATITUDINE N	440942
LONGITUDINE E	073527
UTM x (metri)	387341
UTM y (metri)	4890901
QUOTA SITO	2020 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	05/10/2006
INIZIO PUBBLICAZIONE	06/10/2006
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Tabella 9.4: Caratteristiche della stazione di le Selle

LE SELLE	
TIPO STAZIONE	TERMOIGRO-PLUVIOBAROMETRICA CON RADIOMETRO E SENSORI NIVOLOGICI
CODICE STAZIONE	019
DENOMINAZIONE STAZIONE	LE SELLE
COMUNE	SALBERTRAND
PROVINCIA	TO
BACINO	DORA RIPARIA
LOCALITA'	GRAN BOSCO DI SALBERTRAND - LE SELLE
LATITUDINE N	450319
LONGITUDINE E	065506
UTM x (metri)	336091
UTM y (metri)	4991300
QUOTA SITO	1980 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	26/07/1991
INIZIO PUBBLICAZIONE	26/07/1991
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Tabella 9.5: Caratteristiche della stazione di Praly

PRALY	
TIPO STAZIONE	TERMOIGROPLUVIOMETRICA CON SENSORI NIVOLOGICI
CODICE STAZIONE	264
DENOMINAZIONE STAZIONE	PRALY
COMUNE	PRALY
PROVINCIA	TO
BACINO	PELLICE
LOCALITA'	VILLA
LATITUDINE N	445421
LONGITUDINE E	070331
UTM x (metri)	346730
UTM y (metri)	4974411
QUOTA SITO	1385
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	
INIZIO PUBBLICAZIONE	27/07/1993
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Tabella 9.6: Caratteristiche della stazione di Palanfrè

PALANFRE'	
TIPO STAZIONE	TERMOPLUVIOMETRICA
	CON SENSORI NIVOLOGICI
CODICE STAZIONE	S2563
DENOMINAZIONE STAZIONE	
COMUNE	VERNANTE
PROVINCIA	CN
BACINO	TANARO
LOCALITA'	PALANFRE' GIAS CHIOT
LATITUDINE N	441140
LONGITUDINE E	72923
UTM x (metri)	379312
UTM y (metri)	4894654
QUOTA SITO	1625
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	
INIZIO PUBBLICAZIONE	01/10/2001
FINE PUBBLICAZIONE	attiva

Tabella 9.7: Caratteristiche della stazione di Soucheres Basses

SOUCHERES BASSES	
TIPO STAZIONE	IDROMETRICA
CODICE STAZIONE	S4336
DENOMINAZIONE STAZIONE	
COMUNE	PRAGELATO
PROVINCIA	TORINO
BACINO	PELLICE
LOCALITA'	SOUCHERES BASSES
LATITUDINE N	450149
LONGITUDINE E	065736
UTM x (metri)	339301
UTM y (metri)	4988338
QUOTA SITO	1471 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	
INIZIO PUBBLICAZIONE	01/01/2007
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

Tabella 9.8: Caratteristiche della stazione di Robilante Vermenagna

ROBILANTE VERMEGNANA	
TIPO STAZIONE	IDRO-PLUVIOMETRICA
CODICE STAZIONE	S3926
DENOMINAZIONE STAZIONE	
COMUNE	ROBILANTE
PROVINCIA	CN
BACINO	TANARO
LOCALITA'	PONTE SUL TORRENTE VERMENAGNA
LATITUDINE N	441550
LONGITUDINE E	073106
UTM x (metri)	381736
UTM y (metri)	4902250
QUOTA SITO	751 m s.l.m.
DATA INIZIO FUNZIONAMENTO	
INIZIO PUBBLICAZIONE	01/01/2008
FINE PUBBLICAZIONE	ATTIVA

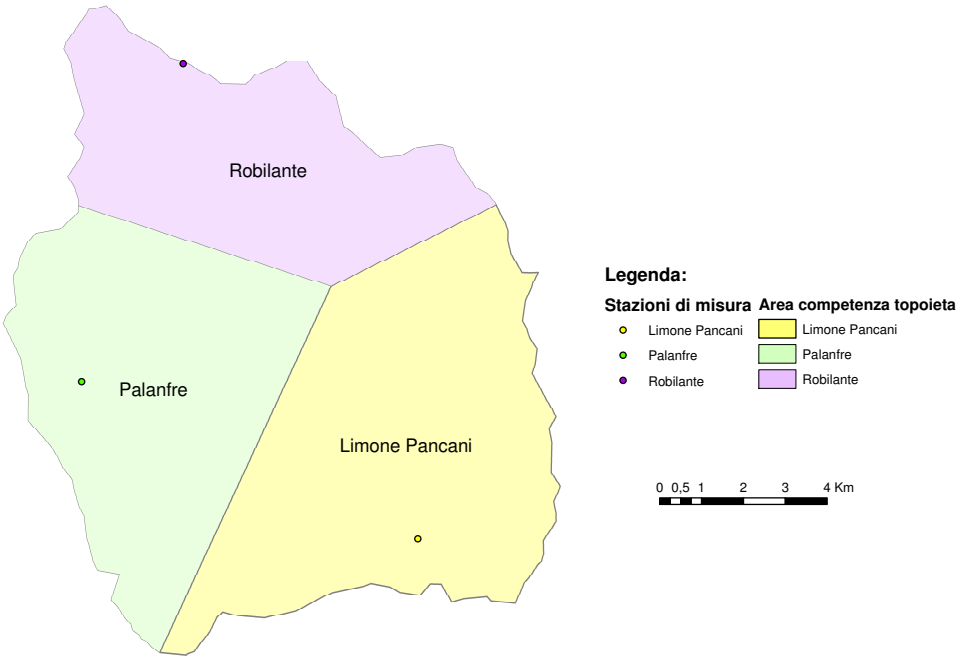

Figura 9.1: Suddivisione in topoieti per il bacino del Vemenagna a Robilante

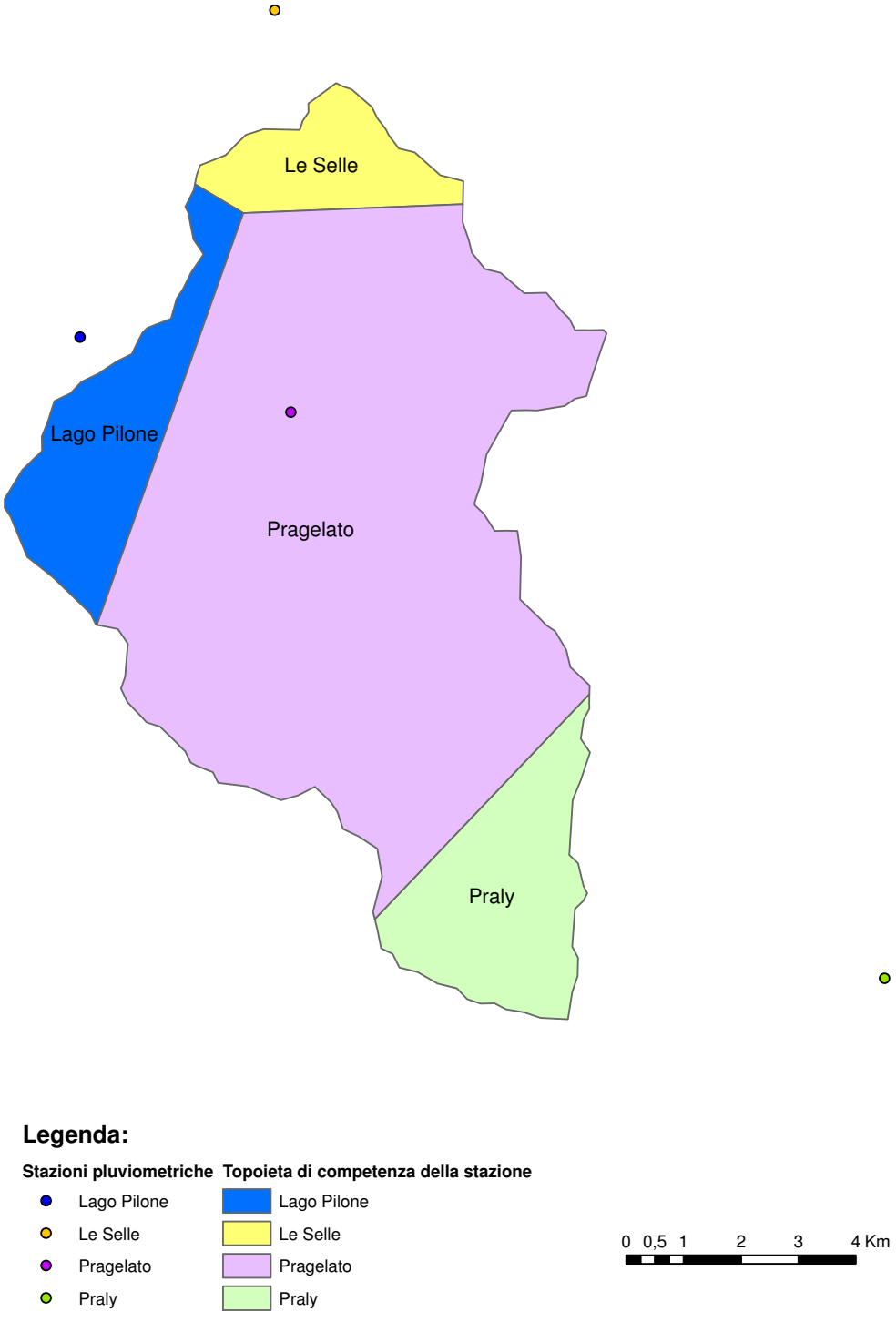

Figura 9.2: Suddivisione in topoieti per il bacino del Chisone a Soucheres Basses

Appendice B: Modelli per diverse durate

10.1 Relazioni ottenute con $dt = 6$ ore

Di seguito sono riportati i coefficienti del modello ottenuto aggregando i dati su intervalli di 6 ore.

Tabella 10.1: Coefficienti dei modelli di regressione con struttura analoga alla relazione 6.2, con i rispettivi valori di RMSE e del coefficiente di determinazione. Tra parentesi quadre, sono indicati i p-value relativi ai coefficienti riportati alla riga precedente.

	a	b	c	d	$RMSE$	R^2
tutte le stagioni	-64.21	74.97	1.35	0.24	5.0	0.60
	[0.0009]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.0007]	-	-
stagioni 2 e 3	-90.15	76.68	1.62	0.34	5.2	0.64
	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	-	-
stagioni 2 e 3 (solo ΔH)	2.97	87.99	-	-	5.7	0.57
	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	-	-	-	-
Lago Pilone	-26.73	80.43	0.83	0.10	3.6	0.66
	[0.07]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.06]	-	-
Limone Pancani	-287.15	60.79	2.13	1.08	7.7	0.50
	[0.001]	[$\simeq$0]	[0.003]	[0.001]	-	-

10.2 Relazioni ottenute con $dt = 12$ ore

Di seguito sono riportati i coefficienti del modello ottenuto aggregando i dati su intervalli di 12 ore.

Tabella 10.2: Coefficienti dei modelli di regressione con struttura analoga alla relazione 6.2, con i rispettivi valori di RMSE e del coefficiente di determinazione. Tra parentesi quadre, sono indicati i p-value relativi ai coefficienti riportati alla riga precedente.

	a	b	c	d	$RMSE$	R^2
tutte le stagioni	-90.05	88.93	1.86	0.34	7.21	0.68
	[0.007]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.006]	-	-
stagioni 2 e 3	-132.91	92.60	2.31	0.49	6.9	0.76
	[0.0002]	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	[0.0003]	-	-
stagioni 2 e 3 (solo ΔH)	2.94	102.48	-	-	7.6	0.71
	[$\simeq$0]	[$\simeq$0]	-	-	-	-
Lago Pilone	-43.42	85.24	1.11	0.17	5.8	0.66
	[0.13]	[$\simeq$0]	[0.012]	[0.12]	-	-
Limone Pancani	-347.08	101.36	1.94	1.30	10.5	0.66
	[0.01]	[$\simeq$0]	[0.06]	[0.01]	-	-

Allegato: Eventi

In questo allegato sono riportati, per tutte le stagioni di misura e per ciascun evento selezionato, gli andamenti della precipitazione misurata al pluviometro e dell'SWE (primo grafico in alto), dello spessore del manto e della densità istantanea - dove è stato possibile definirla - della nevicata (grafico centrale), della temperatura dell'aria e della velocità del vento (grafico in basso). Ciascun evento ha una durata di 24 ore, periodo entro il quale si assume che la neve possa essere considerata fresca. Per poter meglio confrontare i valori di SWE, P e H, nei grafici ad essi è stato sottratto il minimo valore assunto dalla variabile nelle 24 ore; conseguentemente le tre curve partono (o toccano) sempre dallo zero. I valori iniziali, finali, le variazioni di SWE, P ed H ed i valori medi di densità, temperatura e velocità del vento sono riportati, per l'intervallo considerato, nella tabella sotto al grafico.

A.1 Eventi 2007-2008

Lago Pilone

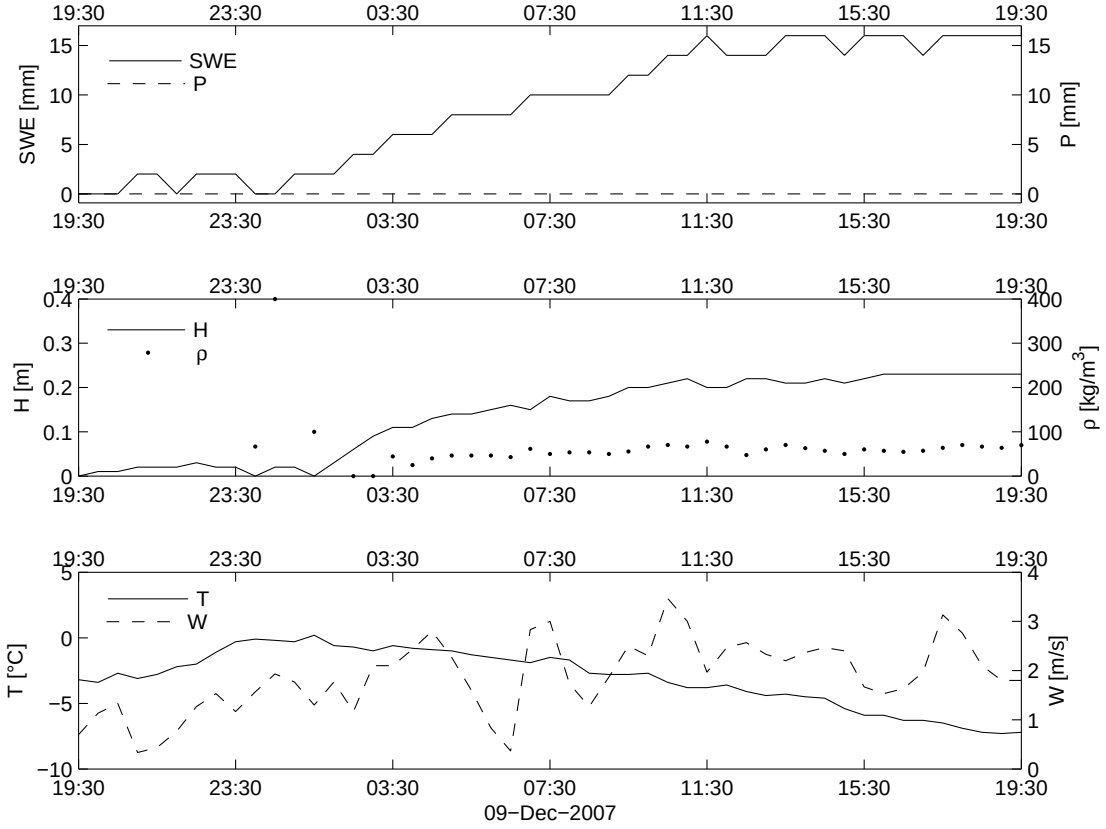

Figura 10.1: EVENTO 1

Tabella 10.1: EVENTO 1

	inizio	fine	Δ	media
SWE	64	80	16	-
P	64.6	64.6	0	-
H	0.31	0.54	0.23	-
ρ	-	-	-	70
T	-	-	-	-3.0
W	-	-	-	1.9

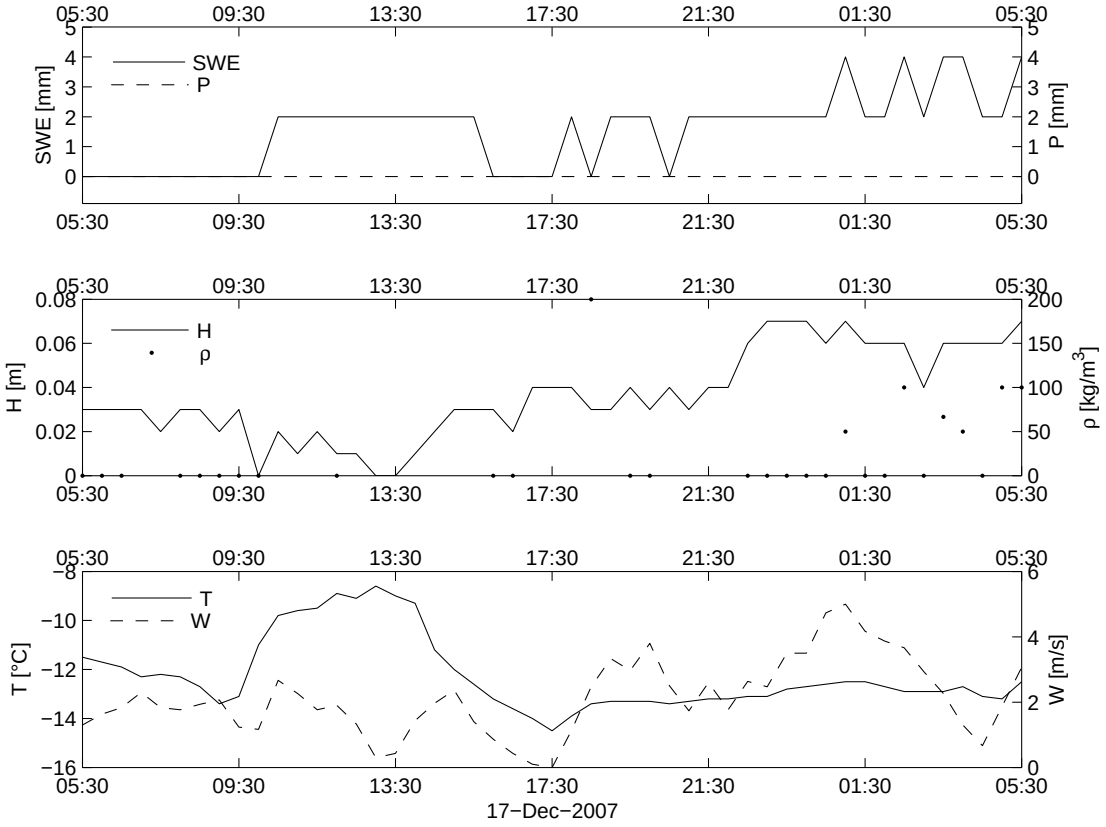

Figura 10.2: EVENTO 2

Tabella 10.2: EVENTO 2

	inizio	fine	Δ	media
SWE	80	84	4	-
P	67.8	67.8	0	-
H	0.48	0.52	0.04	-
ρ	-	-	-	100
T	-	-	-	-12.2
W	-	-	-	2.1

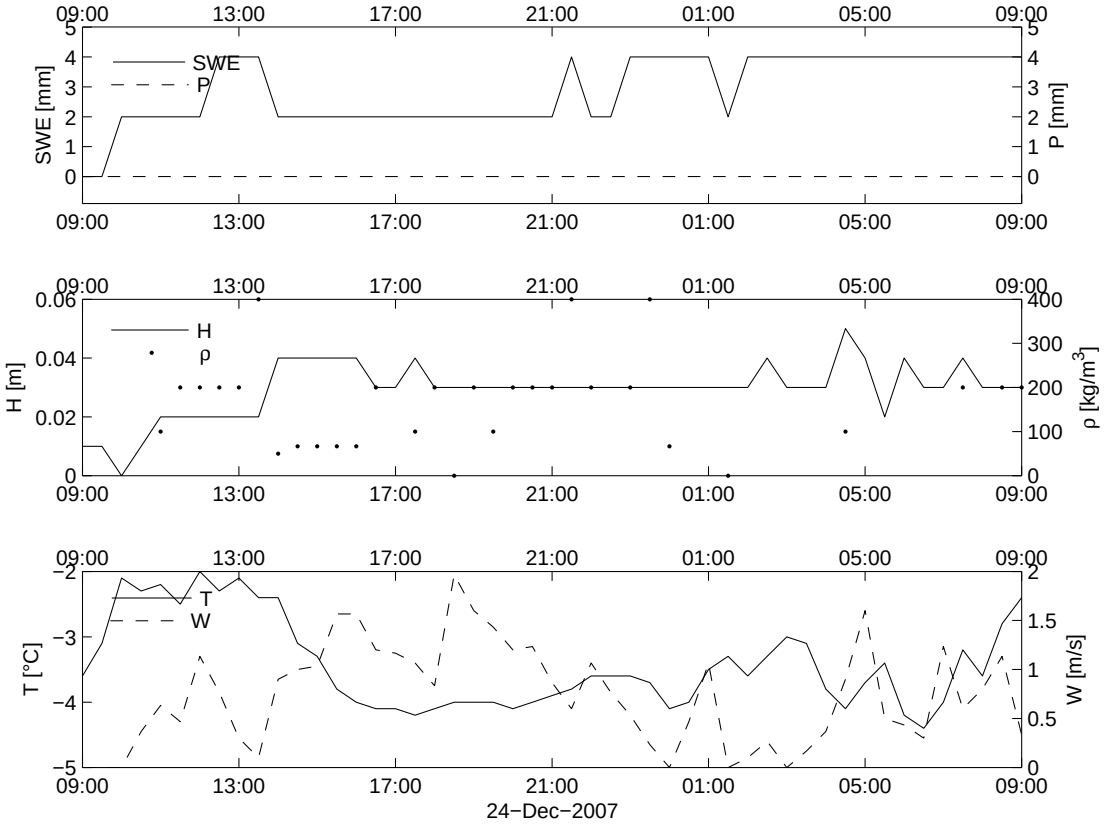

Figura 10.3: EVENTO 3

Tabella 10.3: EVENTO 3

	inizio	fine	Δ	media
SWE	84	88	4	-
P	68.6	68.6	0	-
H	0.47	0.49	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-3.4
W	-	-	-	0.7

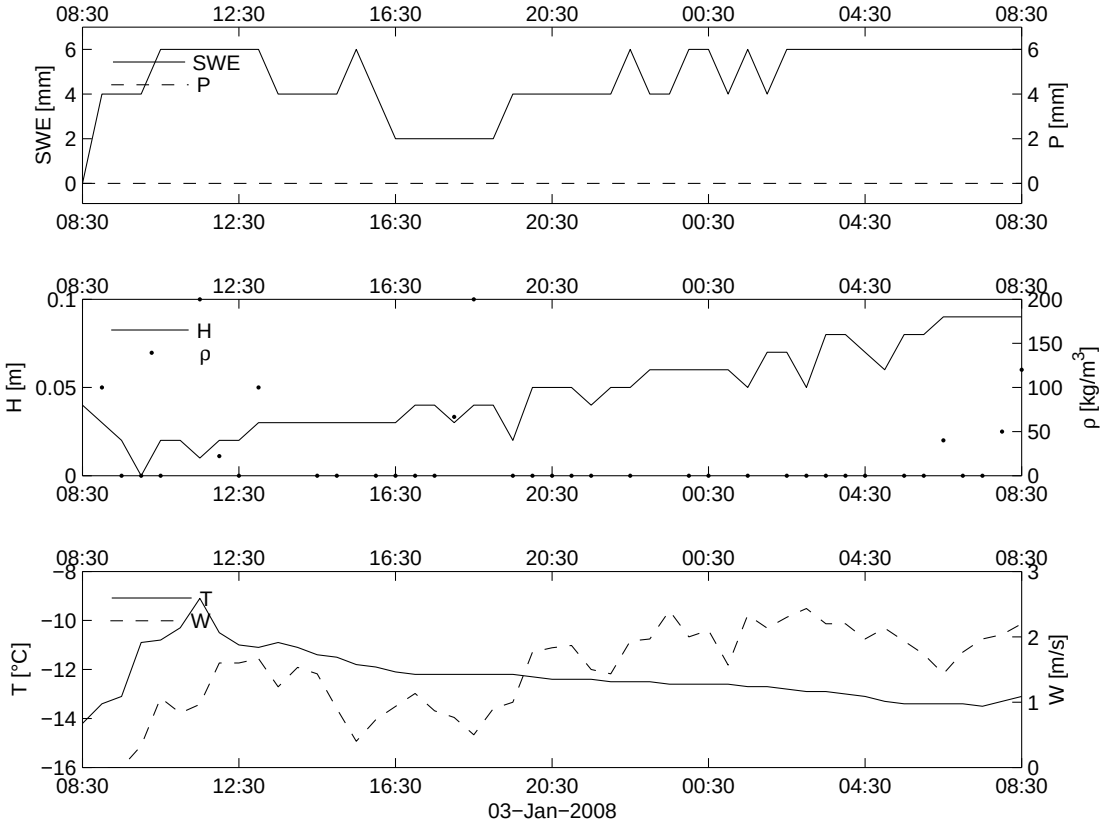

Figura 10.4: EVENTO 4

Tabella 10.4: EVENTO 4

	inizio	fine	Δ	media
SWE	82	88	6	-
P	74	74	0	-
H	0.48	0.53	0.05	-
ρ	-	-	-	120
T	-	-	-	-12.3
W	-	-	-	1.5

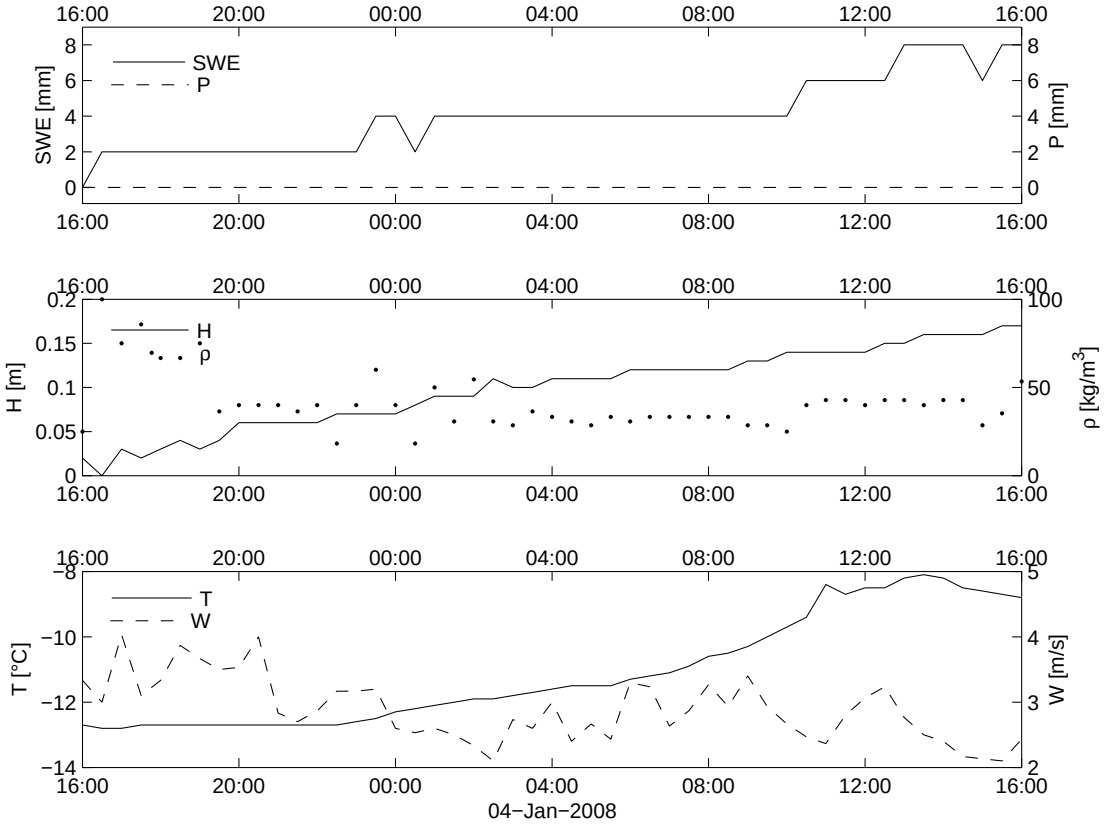

Figura 10.5: EVENTO 5

Tabella 10.5: EVENTO 5

	inizio	fine	Δ	media
SWE	88	96	8	-
P	74	74	0	-
H	0.55	0.7	0.15	-
ρ	-	-	-	53
T	-	-	-	-11.1
W	-	-	-	2.9

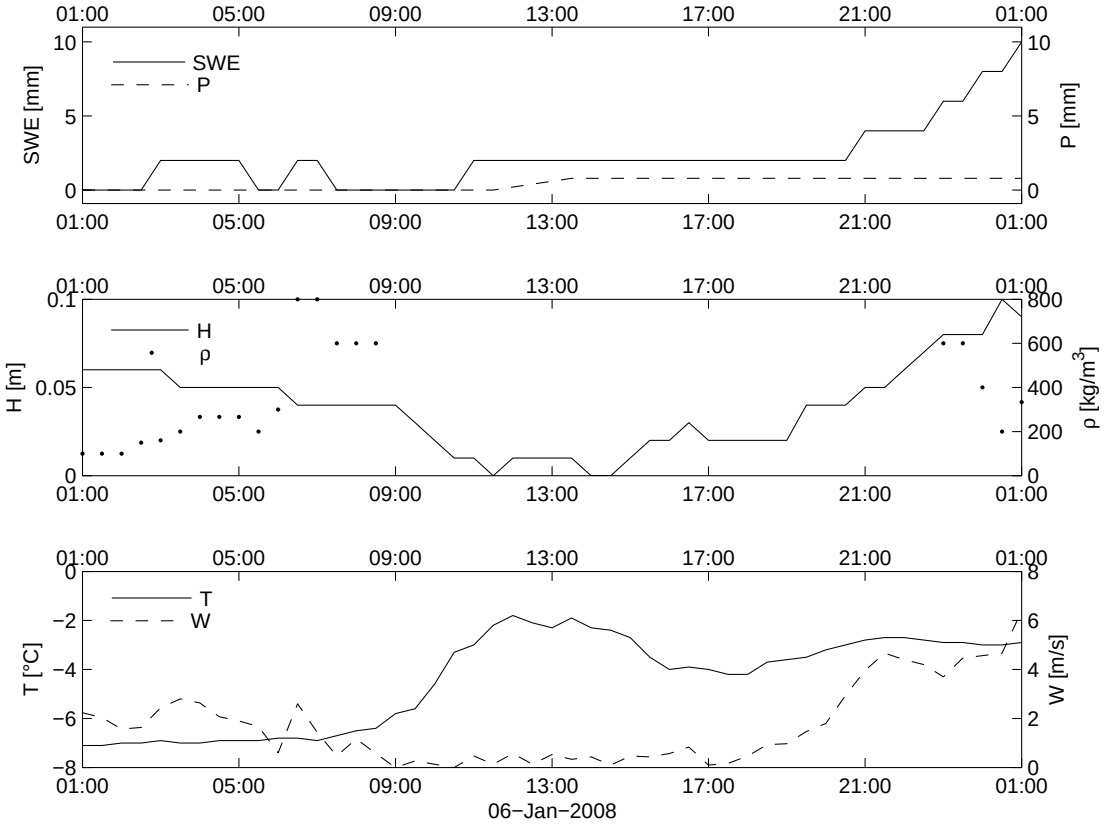

Figura 10.6: EVENTO 6

Tabella 10.6: EVENTO 6

	inizio	fine	Δ	media
SWE	98	108	10	-
P	74	74.8	0.8	-
H	0.68	0.71	0.03	-
ρ	-	-	-	333
T	-	-	-	-4.4
W	-	-	-	1.7

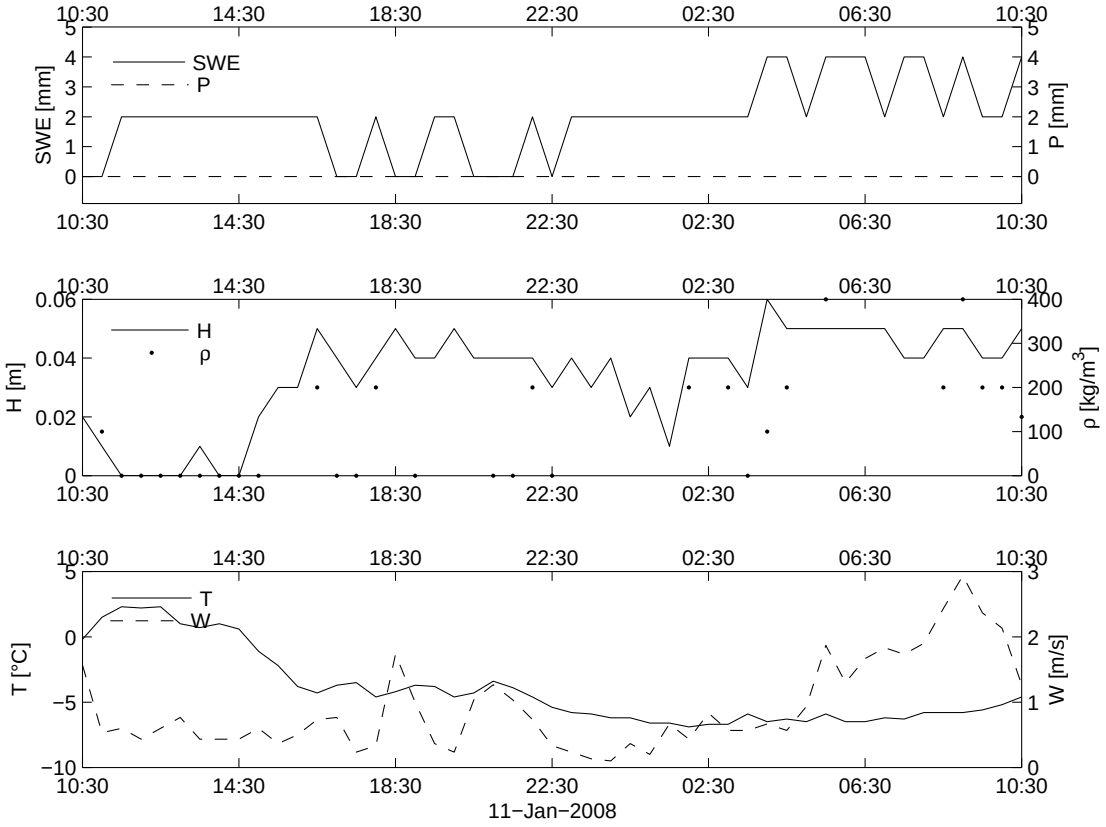

Figura 10.7: EVENTO 7

Tabella 10.7: EVENTO 7

	inizio	fine	Δ	media
SWE	100	104	4	-
P	78.4	78.4	0	-
H	0.57	0.6	0.03	-
ρ	-	-	-	133
T	-	-	-	-4.0
W	-	-	-	0.9

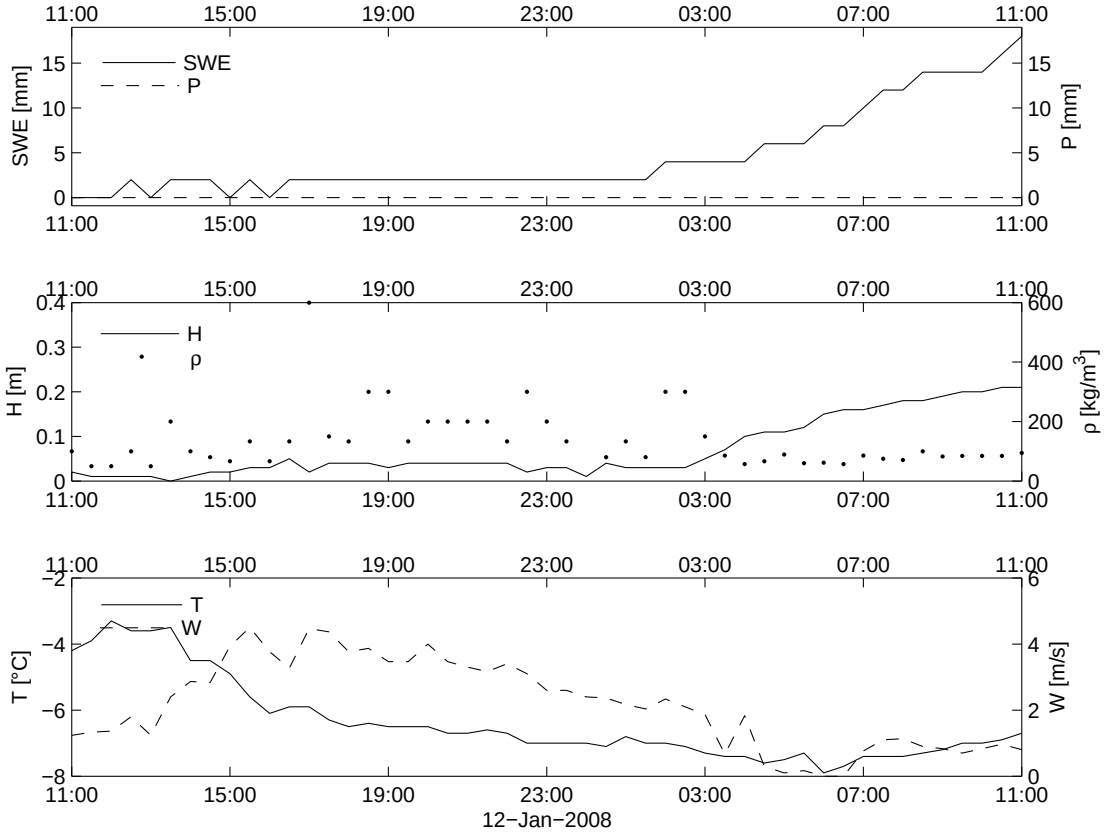

Figura 10.8: EVENTO 8

Tabella 10.8: EVENTO 8

	inizio	fine	Δ	media
SWE	104	122	18	-
P	78.4	78.4	0	-
H	0.6	0.79	0.19	-
ρ	-	-	-	95
T	-	-	-	-6.4
W	-	-	-	2.2

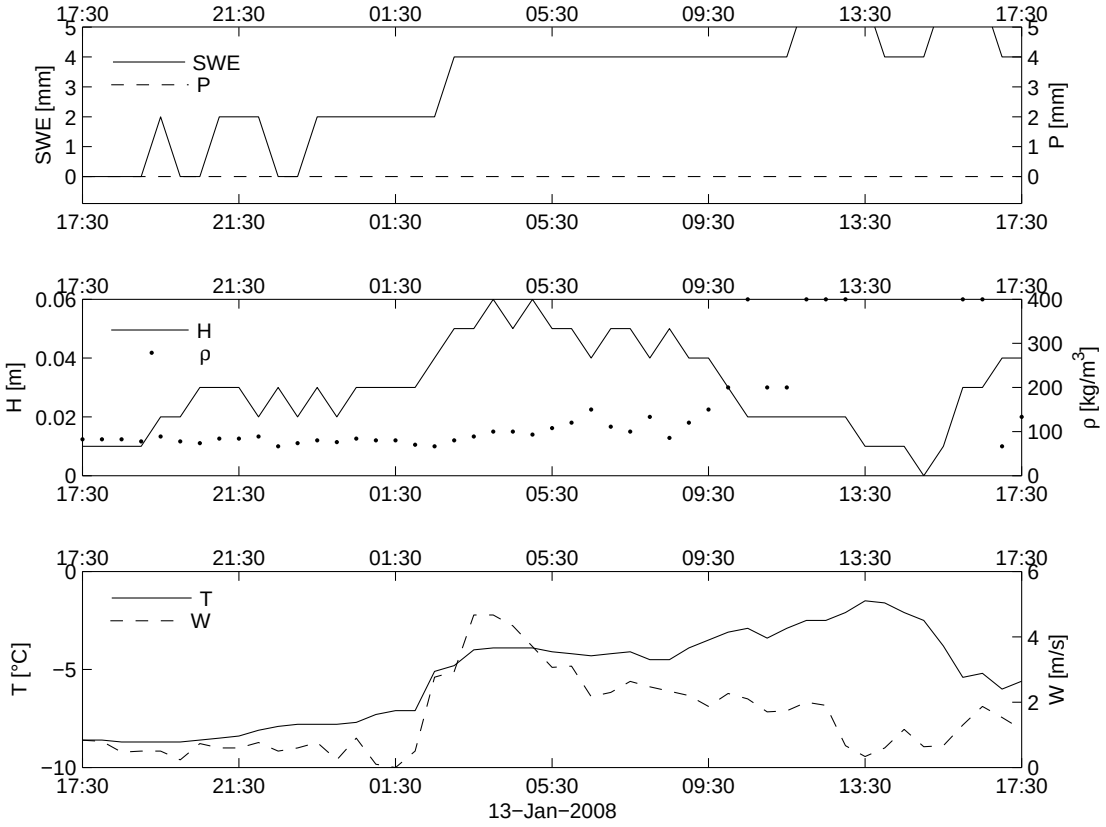

Figura 10.9: EVENTO 9

Tabella 10.9: EVENTO 9

	inizio	fine	Δ	media
SWE	120	124	4	-
P	78.4	78.4	0	-
H	0.79	0.82	0.03	-
ρ	-	-	-	133
T	-	-	-	-5.3
W	-	-	-	1.6

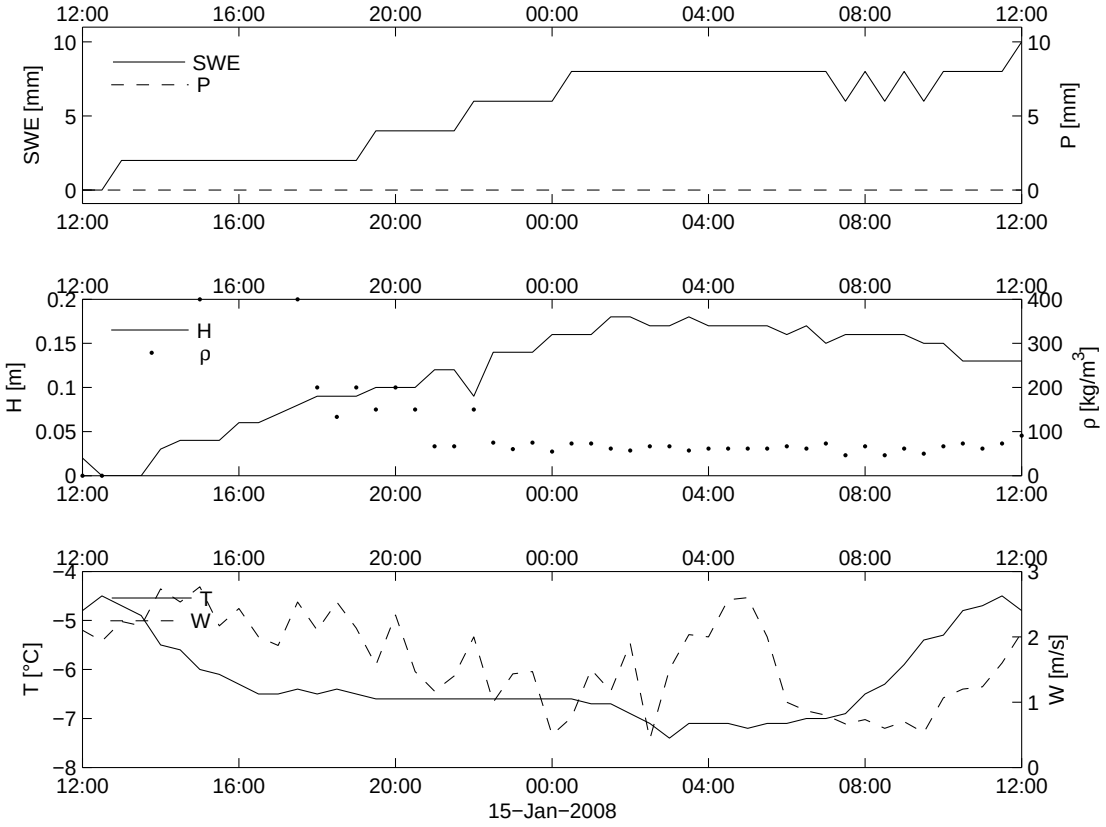

Figura 10.10: EVENTO 10

Tabella 10.10: EVENTO 10

	inizio	fine	Δ	media
SWE	126	136	10	-
P	78.4	78.4	0	-
H	0.77	0.88	0.11	-
ρ	-	-	-	91
T	-	-	-	-6.3
W	-	-	-	1.6

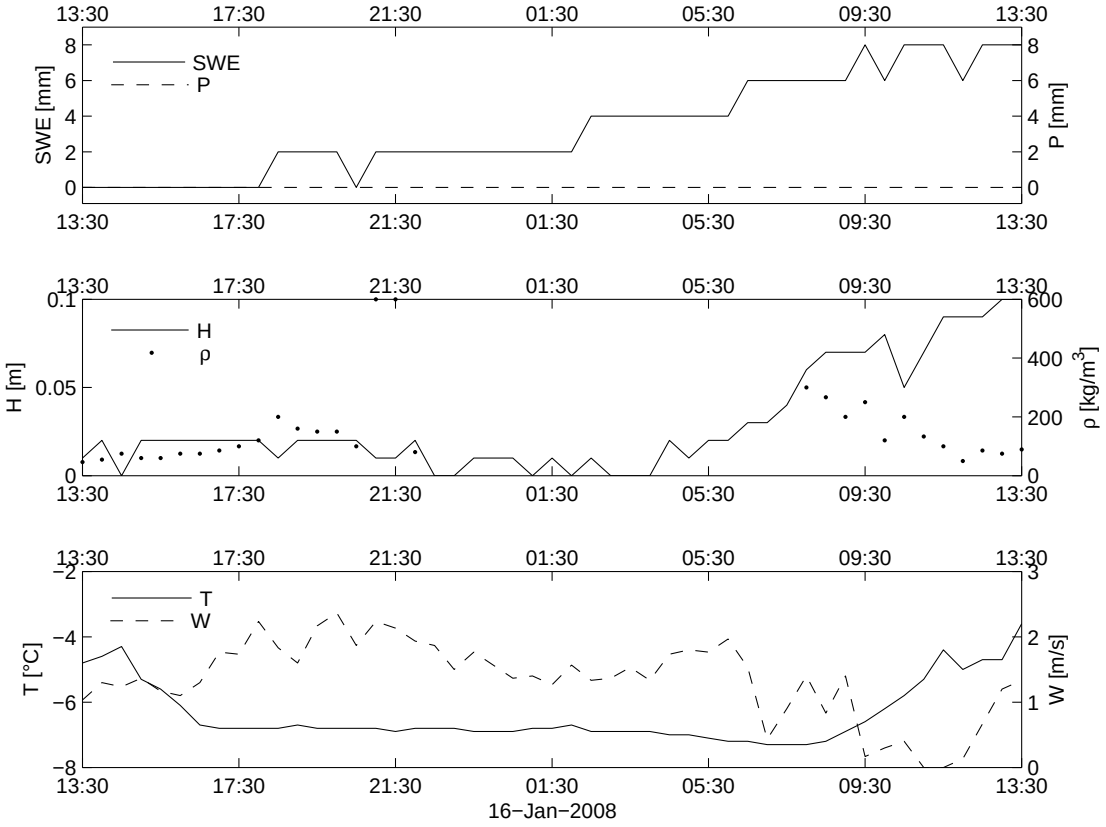

Figura 10.11: EVENTO 11

Tabella 10.11: EVENTO 11

	inizio	fine	Δ	media
SWE	134	142	8	-
P	78.4	78.4	0	-
H	0.88	0.97	0.09	-
ρ	-	-	-	89
T	-	-	-	-6.4
W	-	-	-	1.4

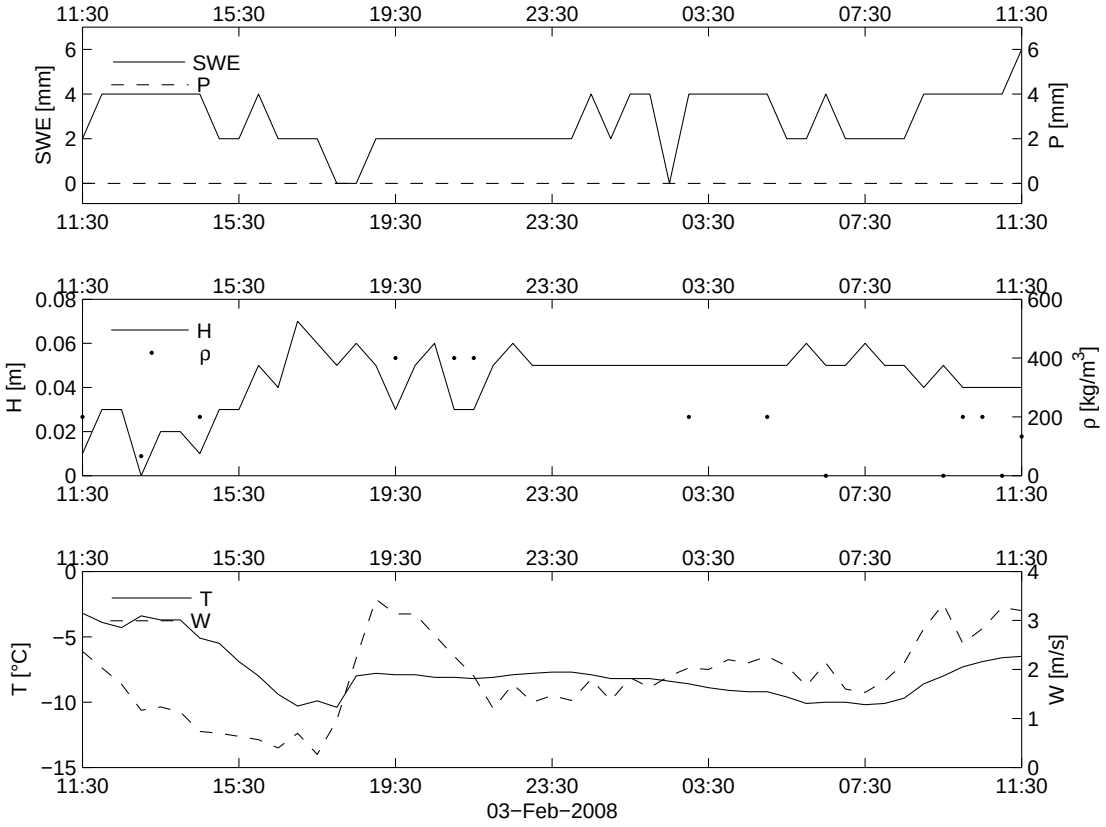

Figura 10.12: EVENTO 12

Tabella 10.12: EVENTO 12

	inizio	fine	Δ	media
SWE	130	134	4	-
P	99	99	0	-
H	0.66	0.69	0.03	-
ρ	-	-	-	133
T	-	-	-	-7.8
W	-	-	-	1.8

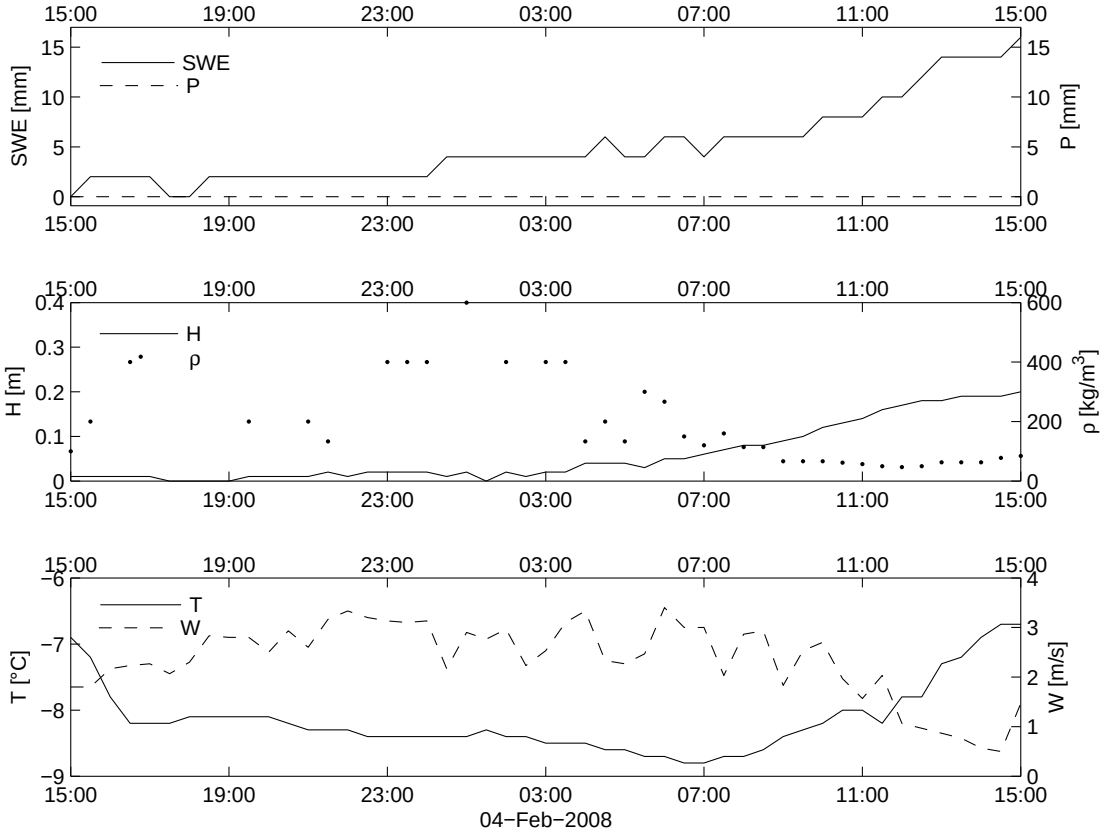

Figura 10.13: EVENTO 13

Tabella 10.13: EVENTO 13

	inizio	fine	Δ	media
SWE	132	148	16	-
P	99	99	0	-
H	0.7	0.89	0.19	-
ρ	-	-	-	84
T	-	-	-	-8.1
W	-	-	-	2.4

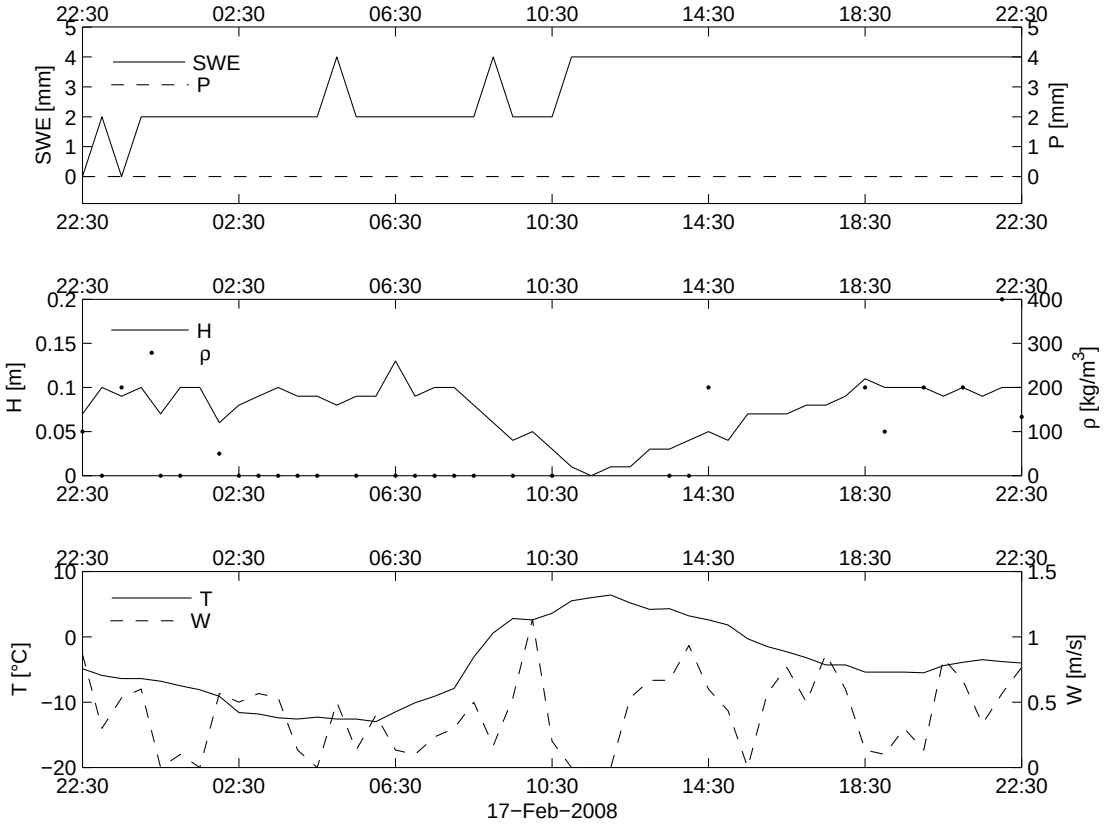

Figura 10.14: EVENTO 14

Tabella 10.14: EVENTO 14

	inizio	fine	Δ	media
SWE	136	140	4	-
P	106	106	0	-
H	0.73	0.76	0.03	-
ρ	-	-	-	133
T	-	-	-	-4.2
W	-	-	-	0.4

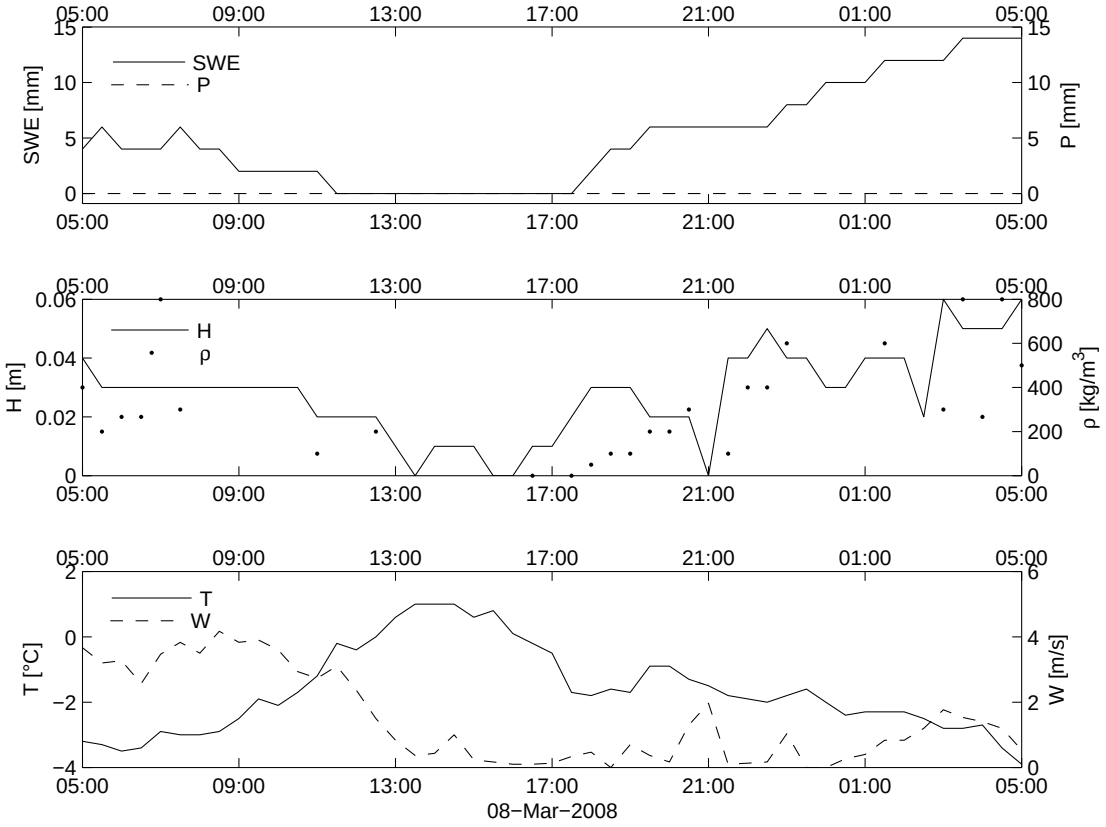

Figura 10.15: EVENTO 15

Tabella 10.15: EVENTO 15

	inizio	fine	Δ	media
SWE	144	154	10	-
P	106.2	106.2	0	-
H	0.6	0.62	0.02	-
ρ	-	-	-	500
T	-	-	-	-1.6
W	-	-	-	1.5

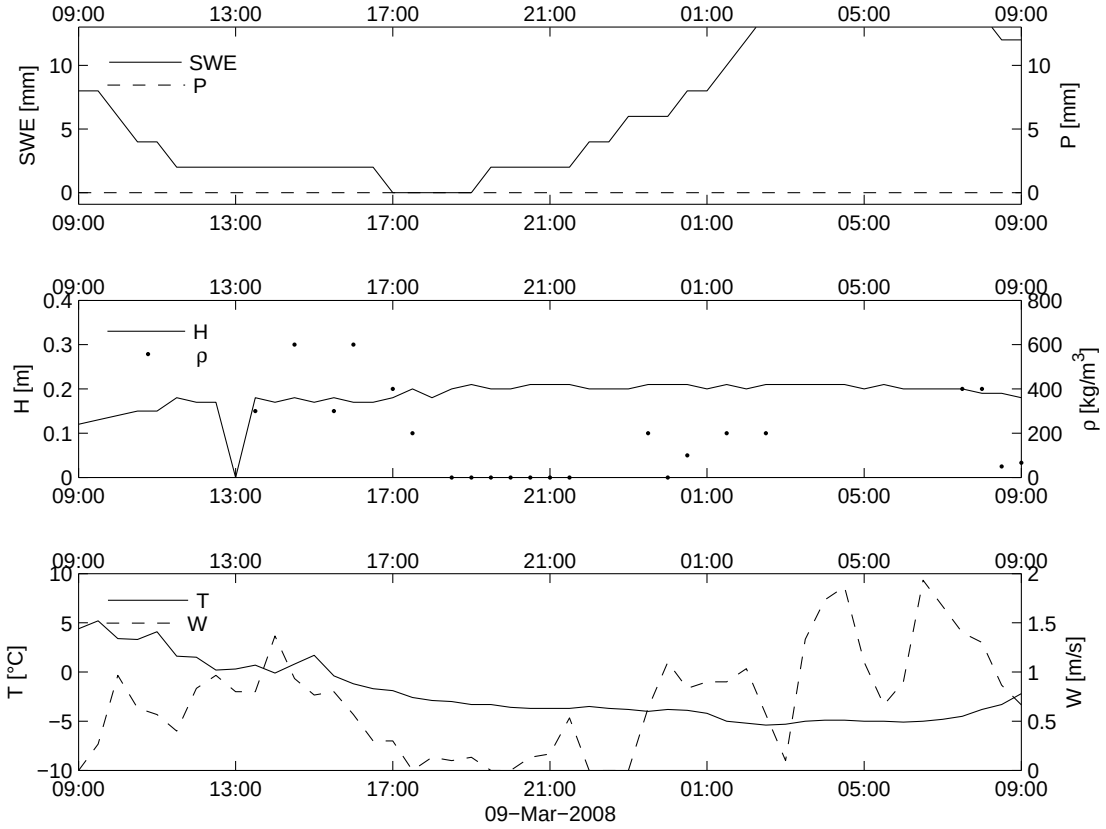

Figura 10.16: EVENTO 16

Tabella 10.16: EVENTO 16

	inizio	fine	Δ	media
SWE	152	156	4	-
P	109.2	109.2	0	-
H	0.52	0.58	0.06	-
ρ	-	-	-	67
T	-	-	-	-2.2
W	-	-	-	0.7

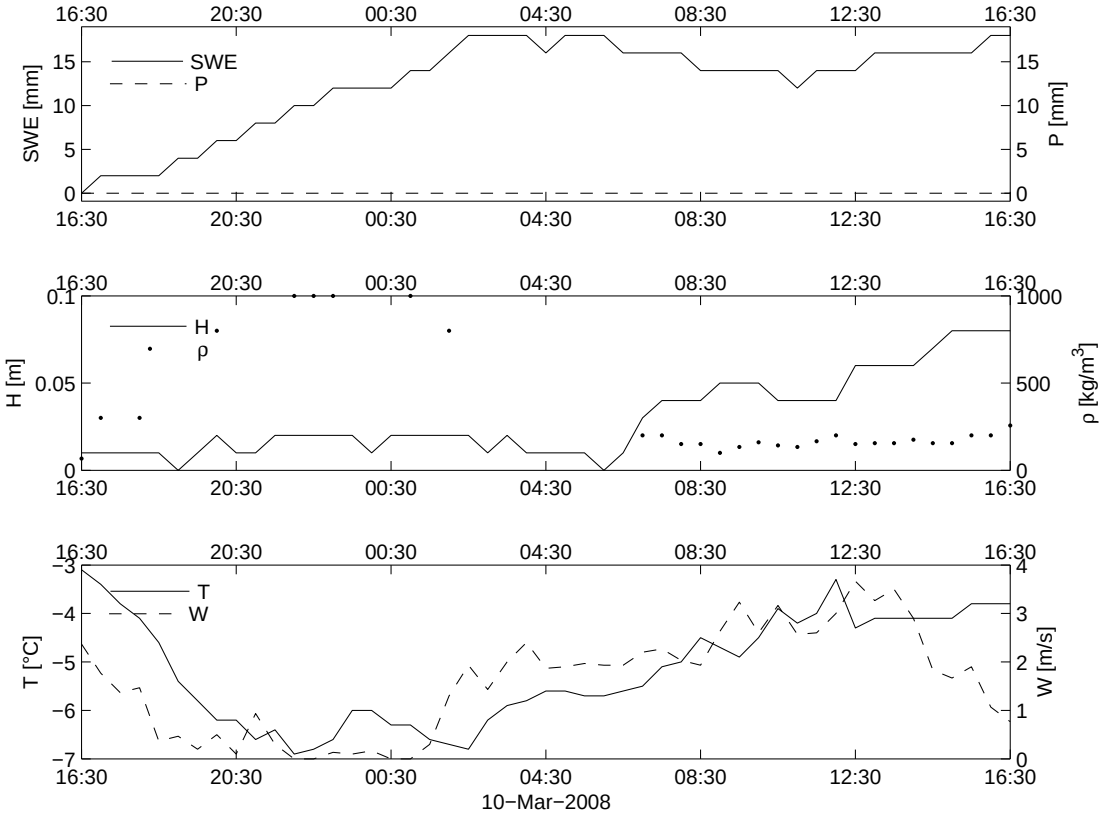

Figura 10.17: EVENTO 17

Tabella 10.17: EVENTO 17

	inizio	fine	Δ	media
SWE	148	166	18	-
P	109.2	109.2	0	-
H	0.6	0.67	0.07	-
ρ	-	-	-	257
T	-	-	-	-5.2
W	-	-	-	1.6

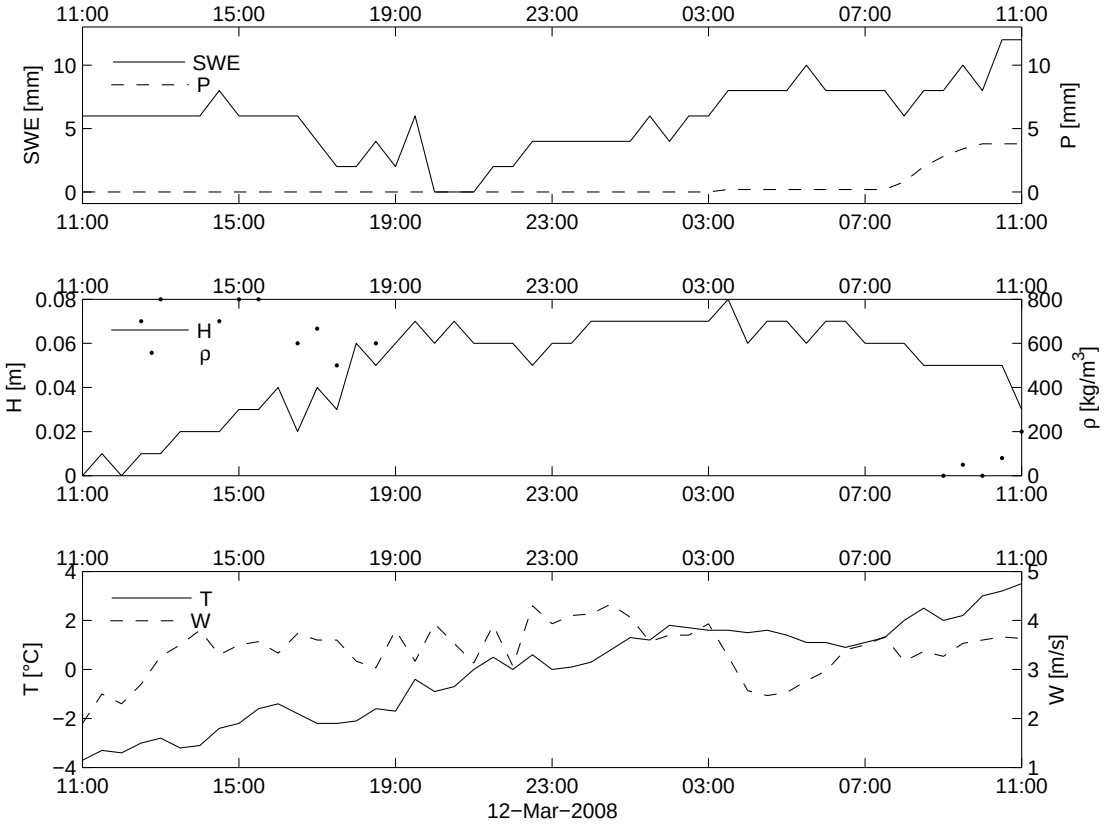

Figura 10.18: EVENTO 18

Tabella 10.18: EVENTO 18

	inizio	fine	Δ	media
SWE	148	154	6	-
P	109.2	113	3.8	-
H	0.62	0.65	0.03	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-0.1
W	-	-	-	3.4

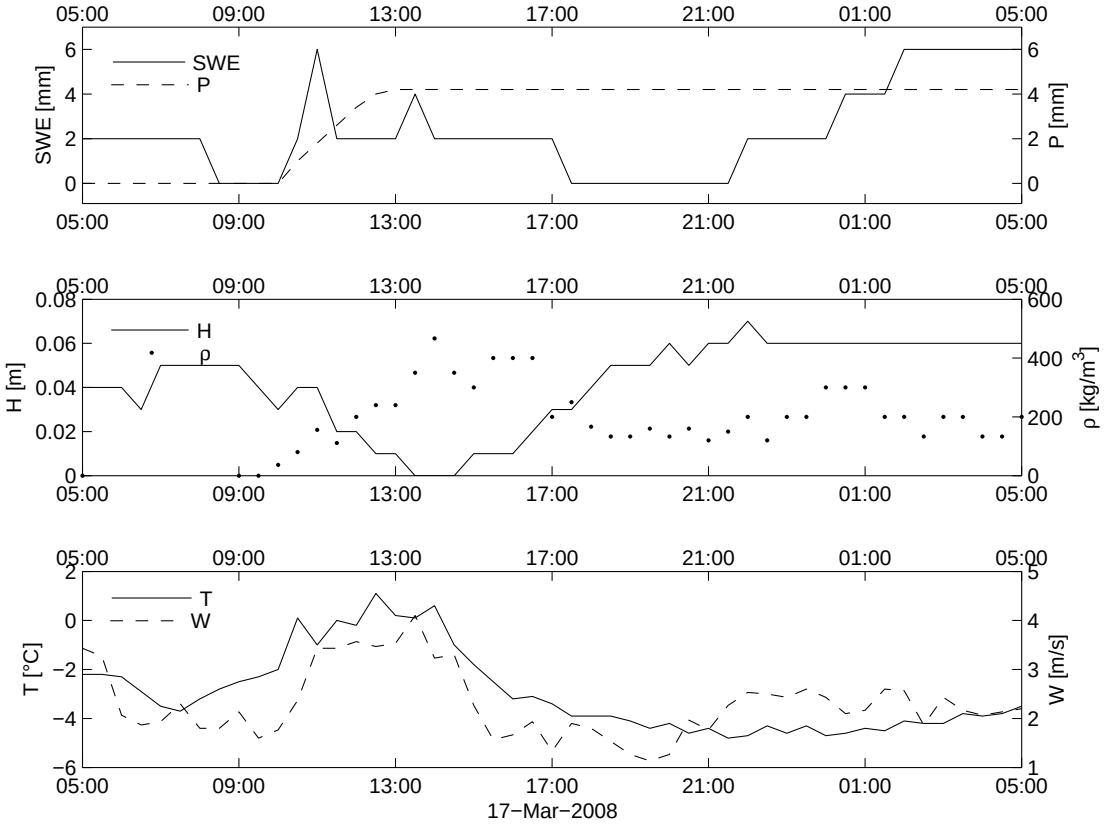

Figura 10.19: EVENTO 19

Tabella 10.19: EVENTO 19

	inizio	fine	Δ	media
SWE	172	176	4	-
P	113.2	117.4	4.2	-
H	0.66	0.68	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-3.0
W	-	-	-	2.3

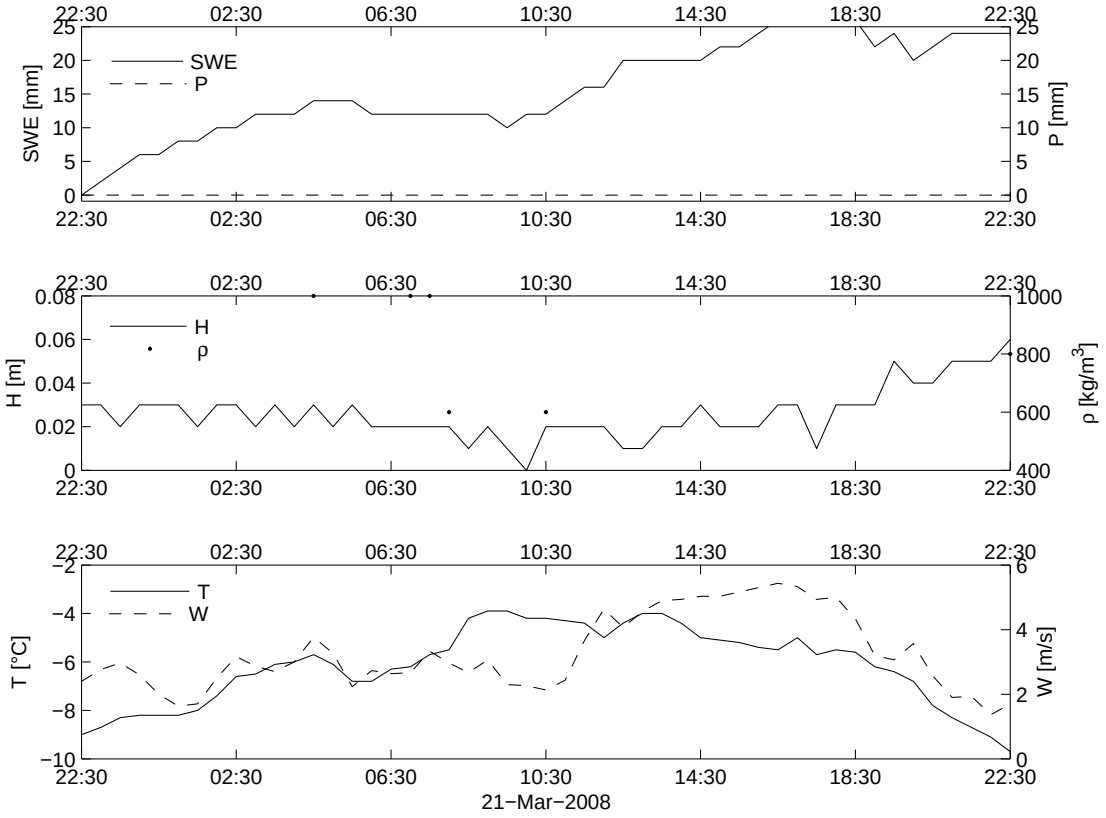

Figura 10.20: EVENTO 20

Tabella 10.20: EVENTO 20

	inizio	fine	Δ	media
SWE	184	208	24	-
P	122	122	0	-
H	0.65	0.68	0.03	-
ρ	-	-	-	800
T	-	-	-	-6.2
W	-	-	-	3.3

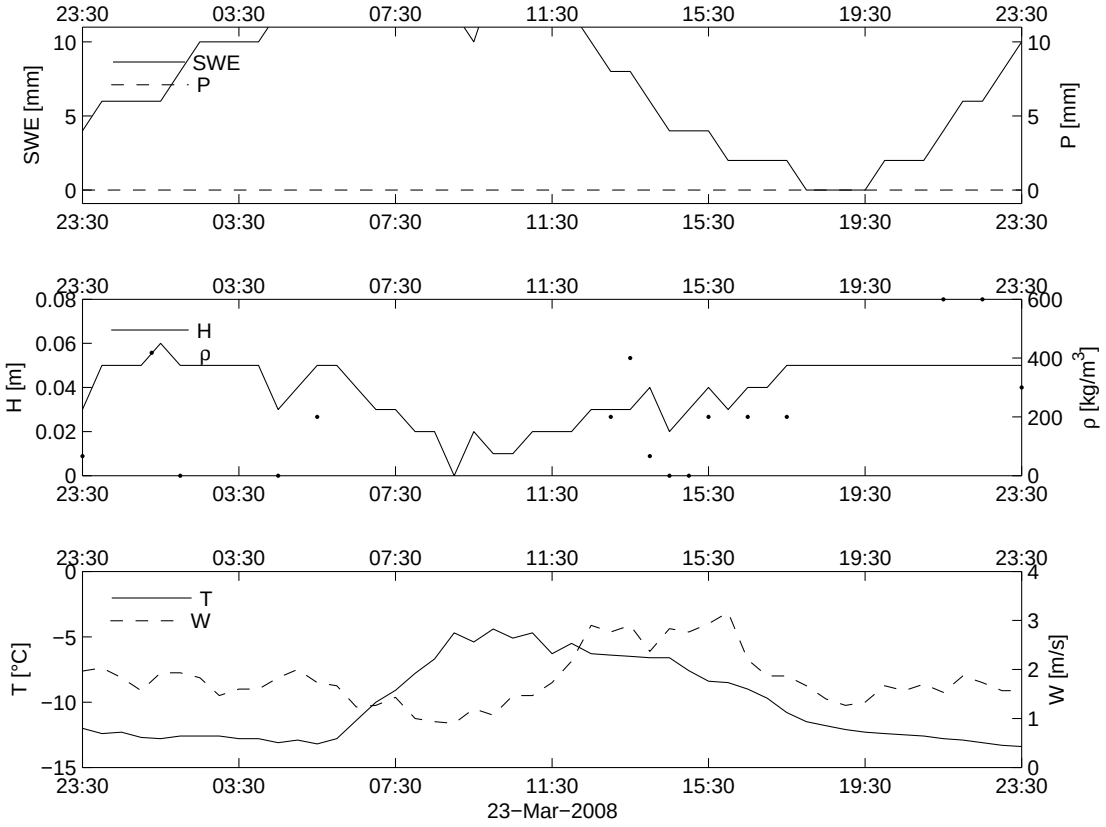

Figura 10.21: EVENTO 21

Tabella 10.21: EVENTO 21

	inizio	fine	Δ	media
SWE	208	214	6	-
P	122.4	122.4	0	-
H	0.65	0.67	0.02	-
ρ	-	-	-	300
T	-	-	-	-10.1
W	-	-	-	1.8

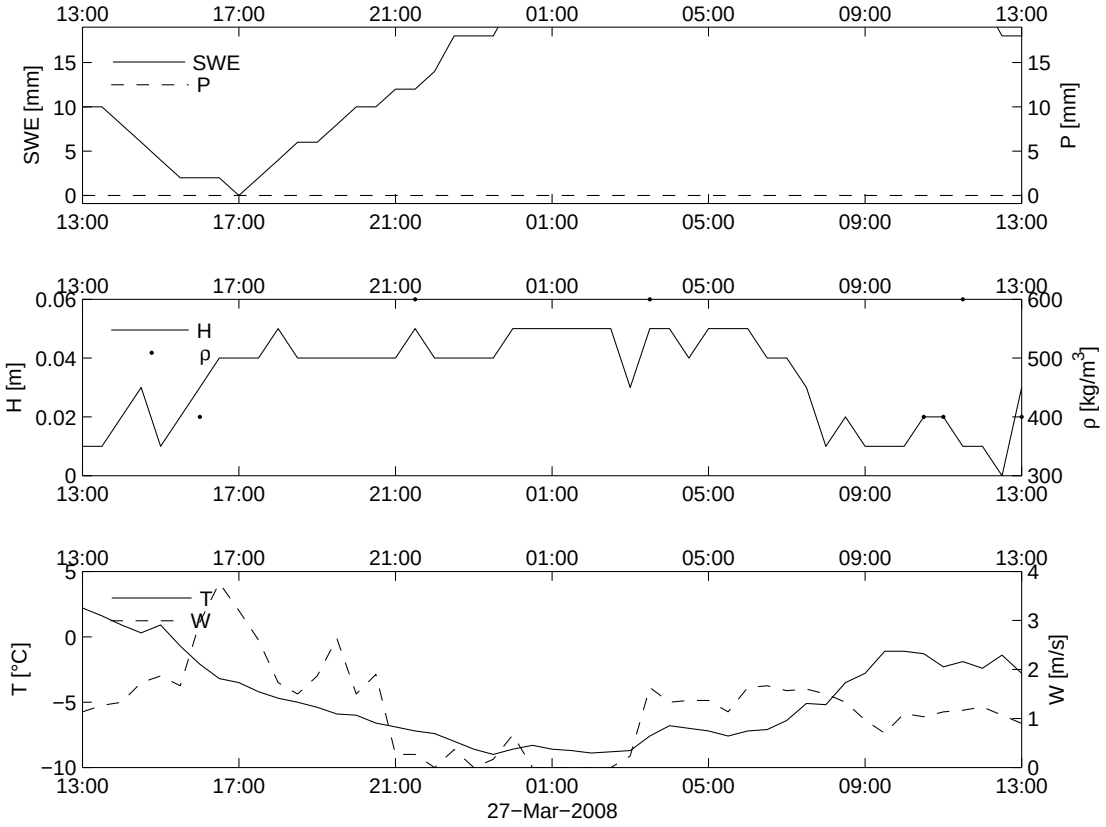

Figura 10.22: EVENTO 22

Tabella 10.22: EVENTO 22

	inizio	fine	Δ	media
SWE	196	204	8	-
P	122.4	122.4	0	-
H	0.6	0.62	0.02	-
ρ	-	-	-	400
T	-	-	-	-4.8
W	-	-	-	1.2

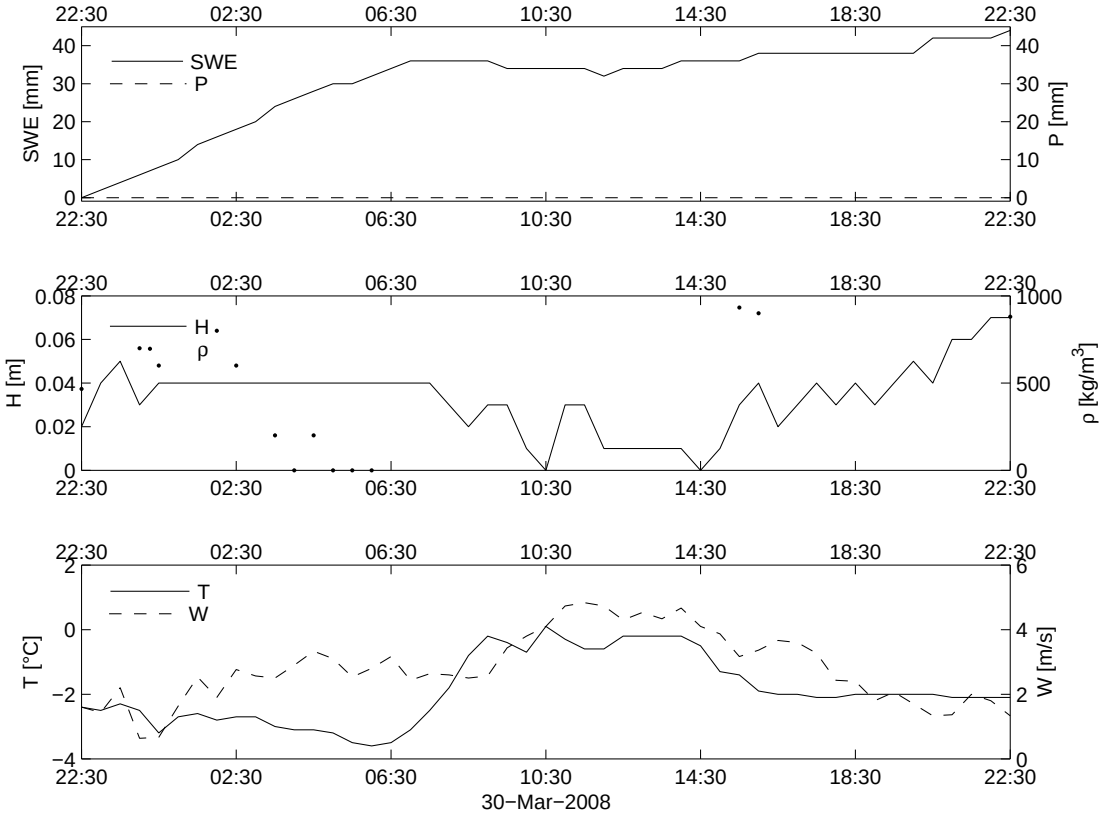

Figura 10.23: EVENTO 23

Tabella 10.23: EVENTO 23

	inizio	fine	Δ	media
SWE	142	186	44	-
P	122.4	122.4	0	-
H	0.6	0.65	0.05	-
ρ	-	-	-	880
T	-	-	-	-1.9
W	-	-	-	2.8

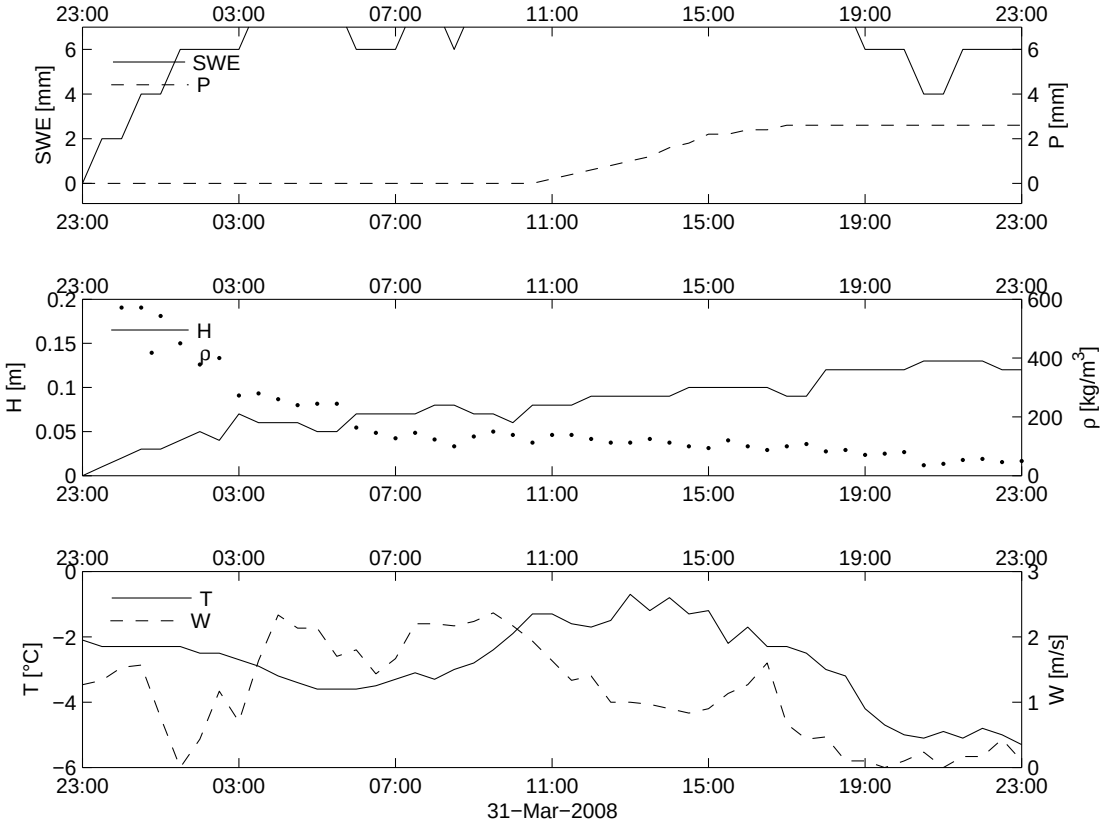

Figura 10.24: EVENTO 24

Tabella 10.24: EVENTO 24

	inizio	fine	Δ	media
SWE	186	192	6	-
P	122.4	125	2.6	-
H	0.66	0.78	0.12	-
ρ	-	-	-	50
T	-	-	-	-2.8
W	-	-	-	1.1

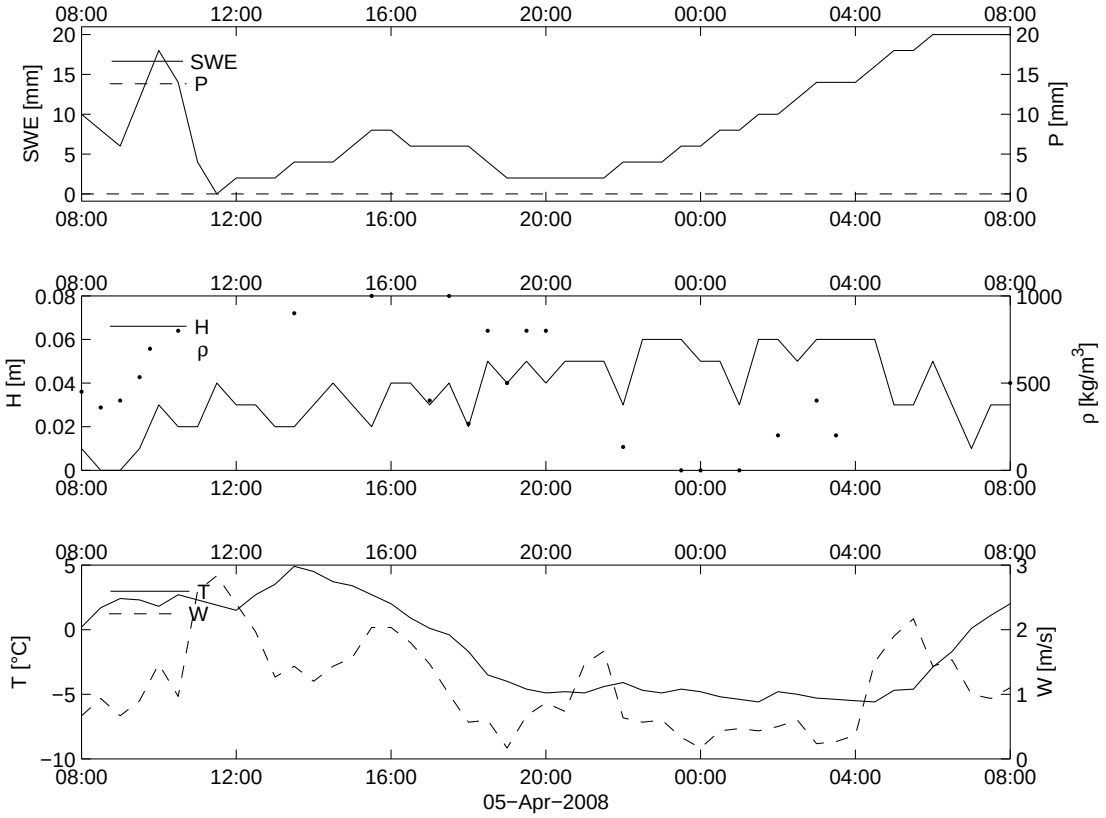

Figura 10.25: EVENTO 25

Tabella 10.25: EVENTO 25

	inizio	fine	Δ	media
SWE	194	204	10	-
P	134.2	134.2	0	-
H	0.59	0.61	0.02	-
ρ	-	-	-	500
T	-	-	-	-1.4
W	-	-	-	1.1

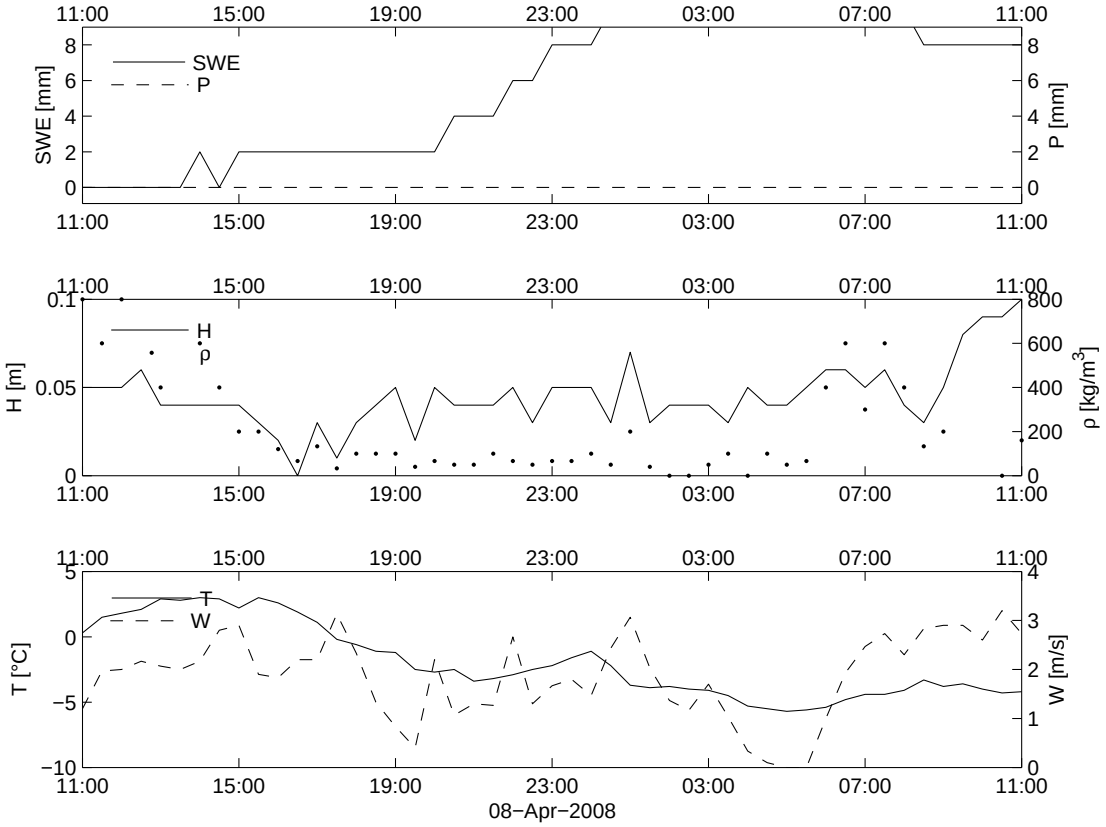

Figura 10.26: EVENTO 26

Tabella 10.26: EVENTO 26

	inizio	fine	Δ	media
SWE	182	190	8	-
P	134.2	134.2	0	-
H	0.58	0.63	0.05	-
ρ	-	-	-	160
T	-	-	-	-1.9
W	-	-	-	1.9

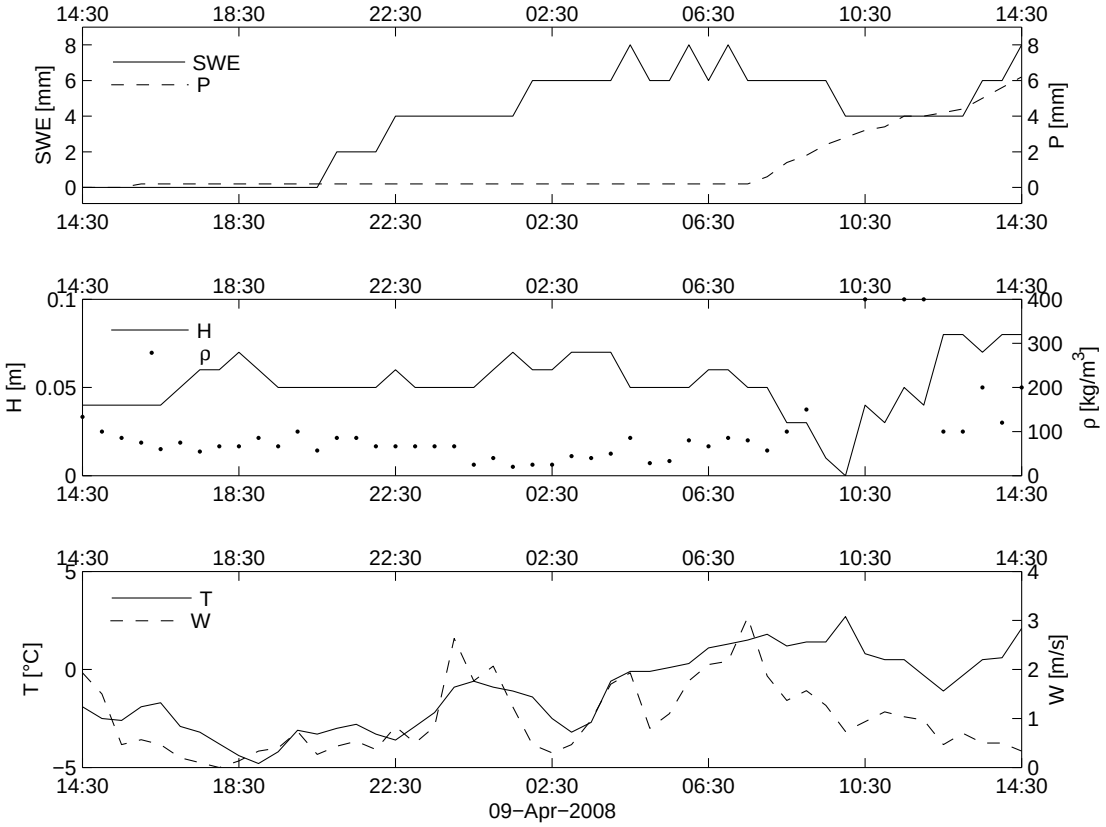

Figura 10.27: EVENTO 27

Tabella 10.27: EVENTO 27

	inizio	fine	Δ	media
SWE	190	198	8	-
P	135.4	141.6	6.2	-
H	0.63	0.67	0.04	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-1.1
W	-	-	-	1.0

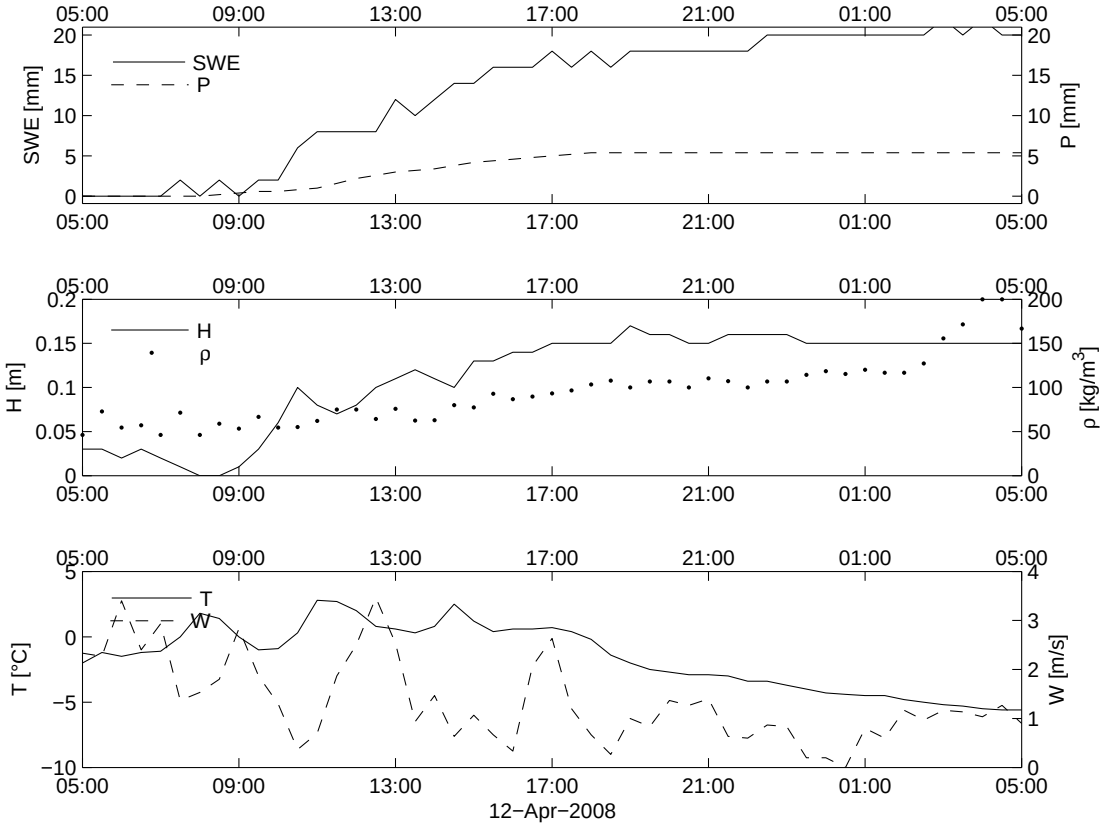

Figura 10.28: EVENTO 28

Tabella 10.28: EVENTO 28

	inizio	fine	Δ	media
SWE	206	226	20	-
P	146.6	152	5.4	-
H	0.81	0.93	0.12	-
ρ	-	-	-	167
T	-	-	-	-1.5
W	-	-	-	1.3

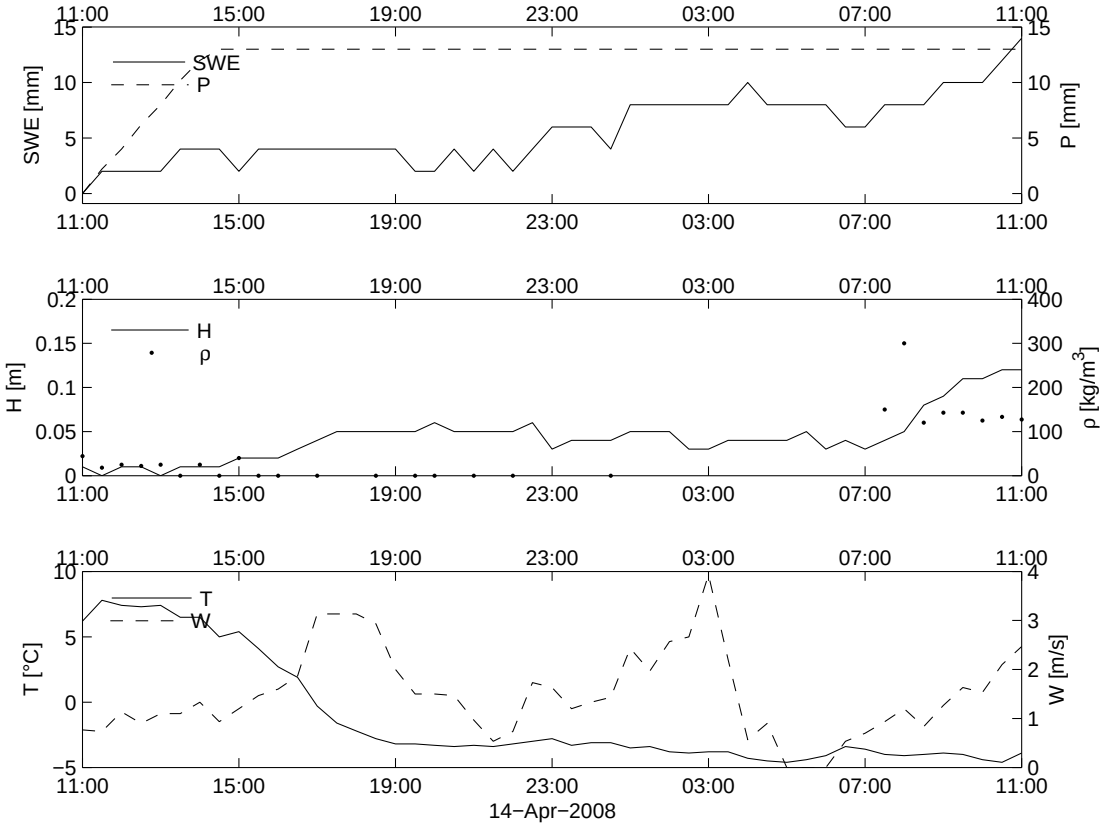

Figura 10.29: EVENTO 29

Tabella 10.29: EVENTO 29

	inizio	fine	Δ	media
SWE	220	234	14	-
P	165.8	178.8	13	-
H	0.78	0.89	0.11	-
ρ	-	-	-	127
T	-	-	-	-1.2
W	-	-	-	1.5

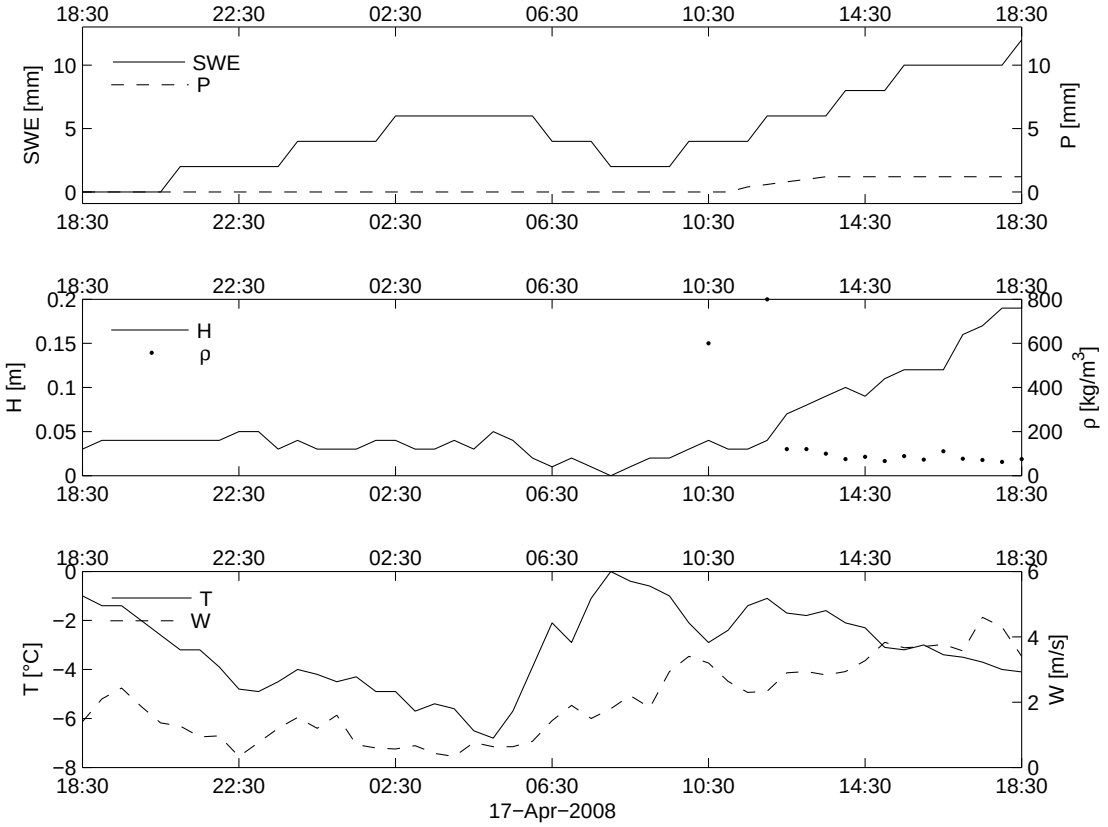

Figura 10.30: EVENTO 30

Tabella 10.30: EVENTO 30

	inizio	fine	Δ	media
SWE	238	250	12	-
P	185	186.2	1.2	-
H	0.79	0.95	0.16	-
ρ	-	-	-	75
T	-	-	-	-3.2
W	-	-	-	2.0

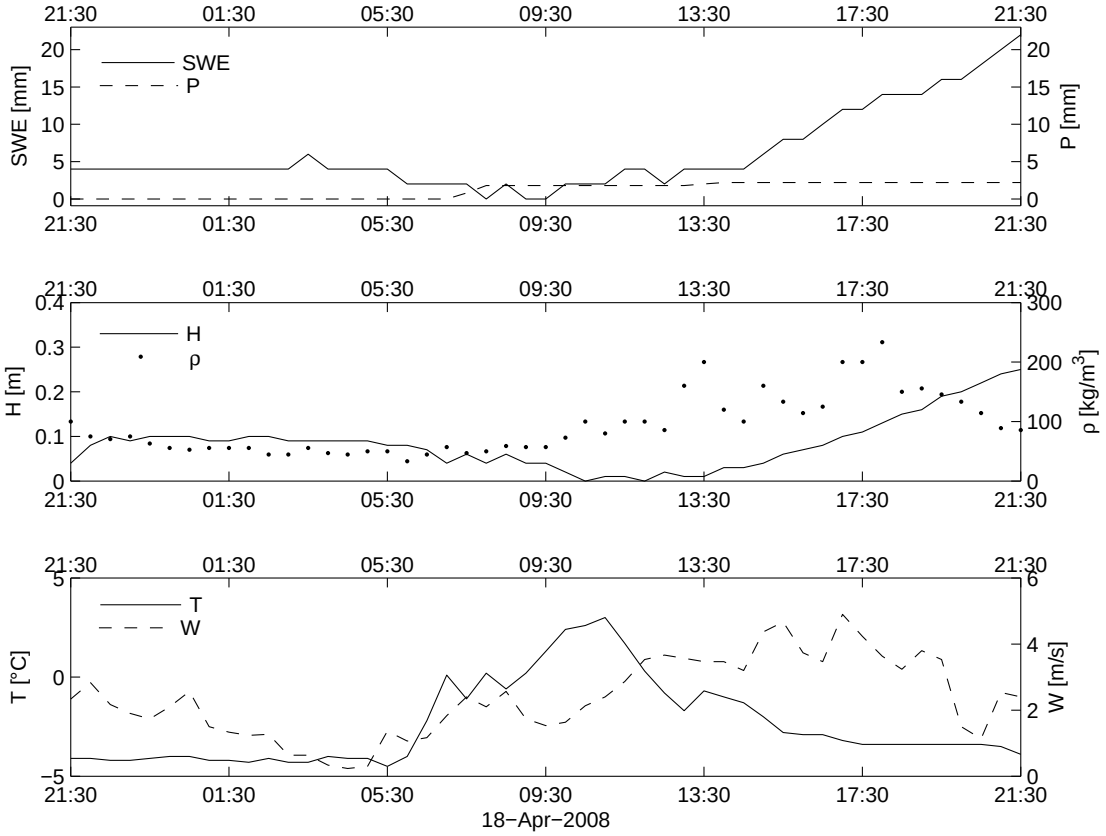

Figura 10.31: EVENTO 31

Tabella 10.31: EVENTO 31

	inizio	fine	Δ	media
SWE	252	270	18	-
P	186.2	188.4	2.2	-
H	0.92	1.13	0.21	-
ρ	-	-	-	86
T	-	-	-	-2.4
W	-	-	-	2.4

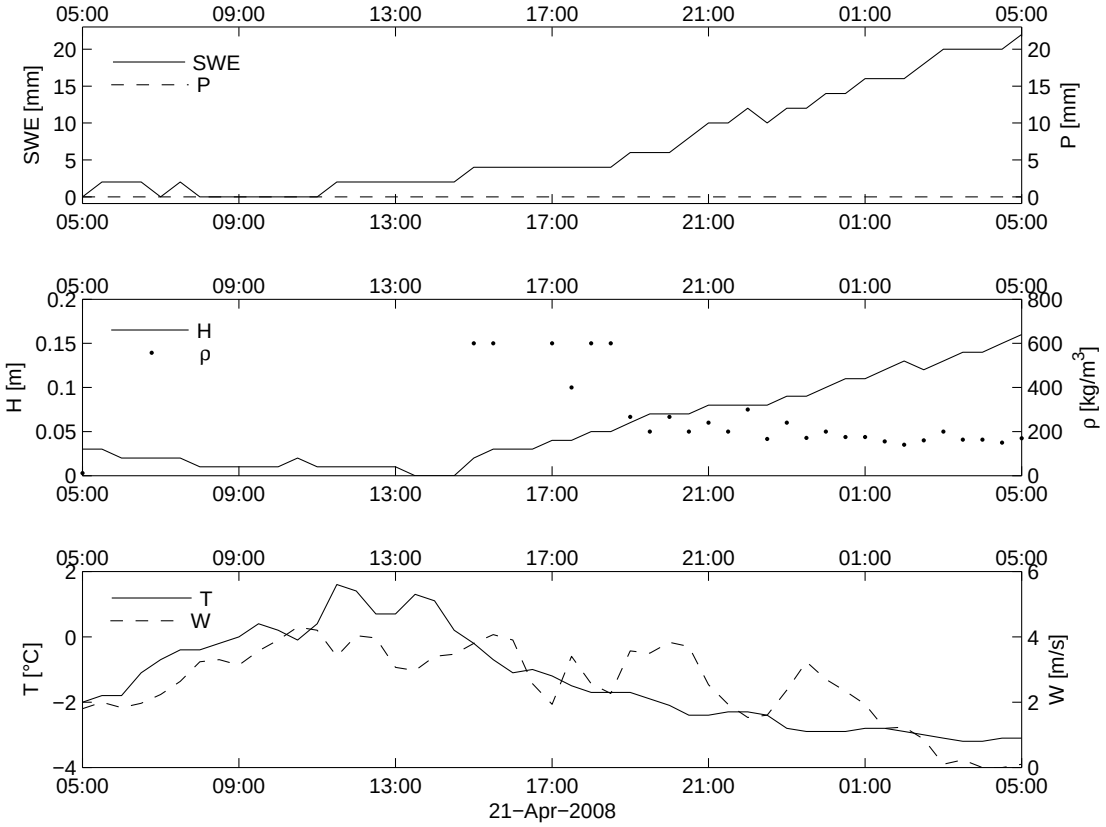

Figura 10.32: EVENTO 32

Tabella 10.32: EVENTO 32

	inizio	fine	Δ	media
SWE	266	288	22	-
P	194.8	194.8	0	-
H	0.94	1.07	0.13	-
ρ	-	-	-	169
T	-	-	-	-1.3
W	-	-	-	2.6

A.2 Eventi 2008-2009

Lago Pilone

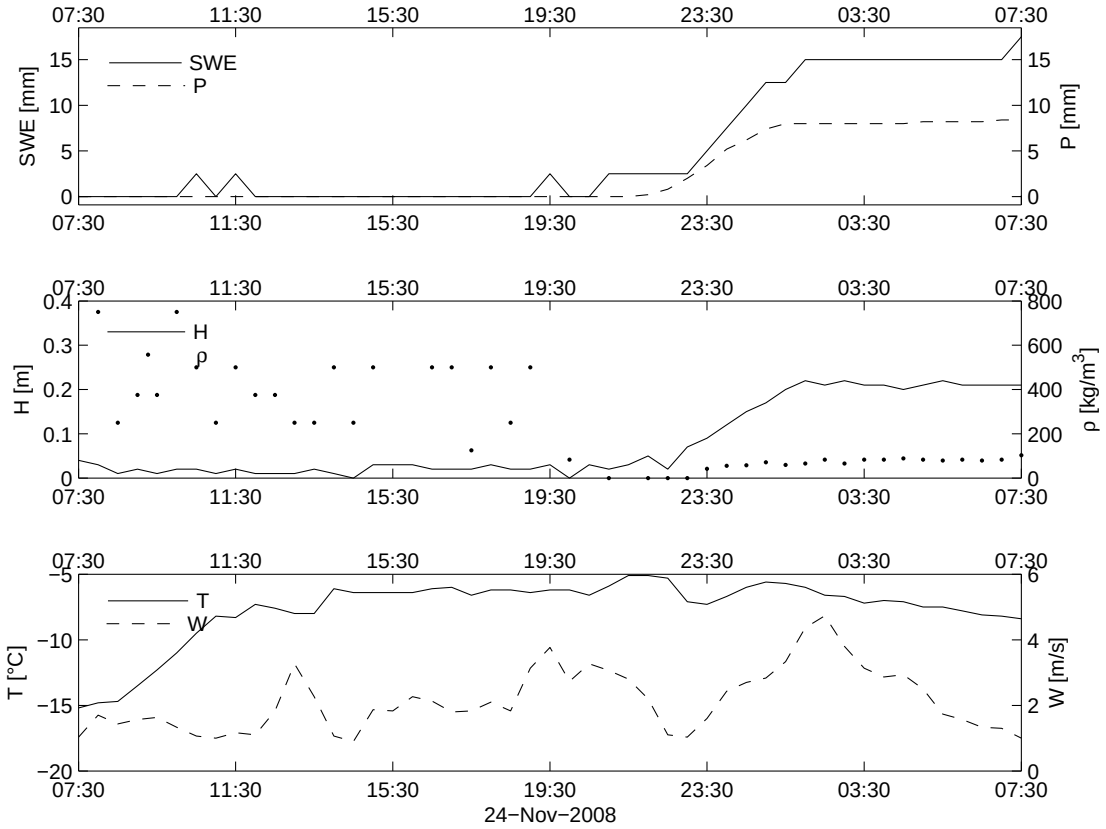

Figura 10.33: EVENTO 1

Tabella 10.33: EVENTO 1

	inizio	fine	Δ	media
SWE	113	130	17	-
P	115.4	123.8	8.4	-
H	0.50	0.67	0.17	-
ρ	-	-	-	103
T	-	-	-	-7.6
W	-	-	-	2.1

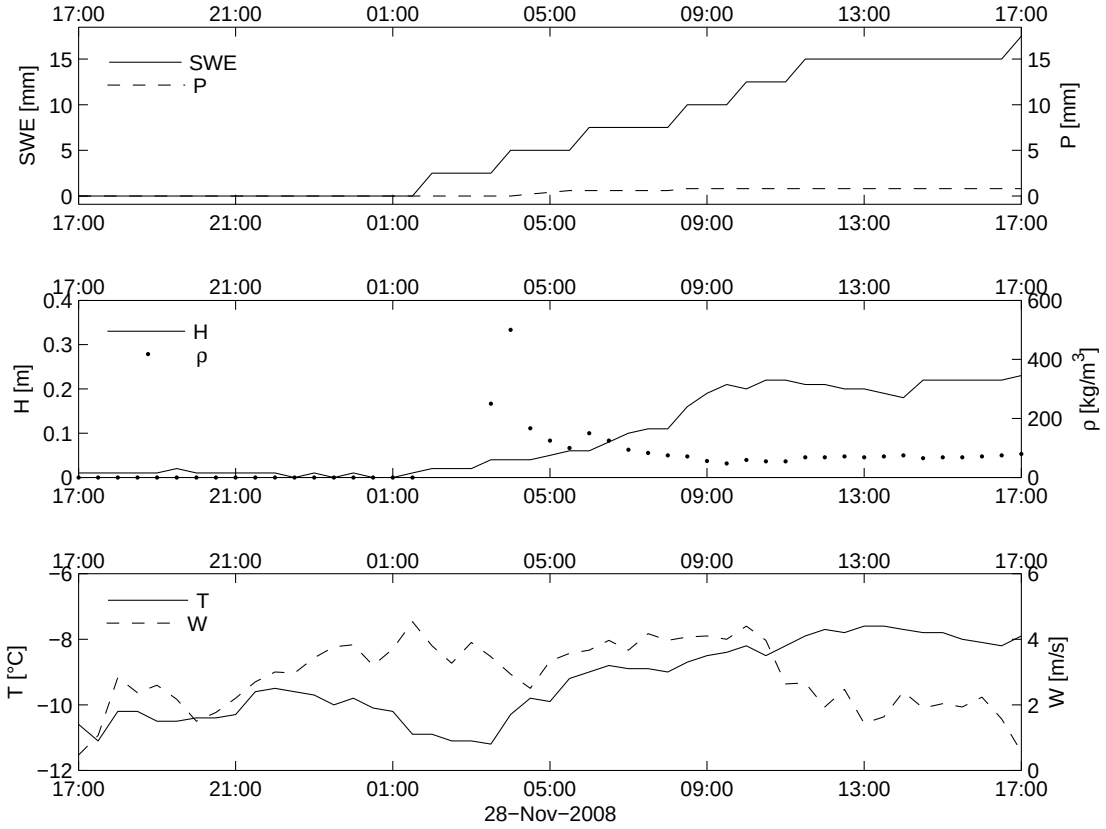

Figura 10.34: EVENTO 2

Tabella 10.34: EVENTO 2

	inizio	fine	Δ	media
SWE	130	148	18	-
P	123.8	124.6	0.8	-
H	0.60	0.82	0.22	-
ρ	-	-	-	80
T	-	-	-	-9.3
W	-	-	-	2.9

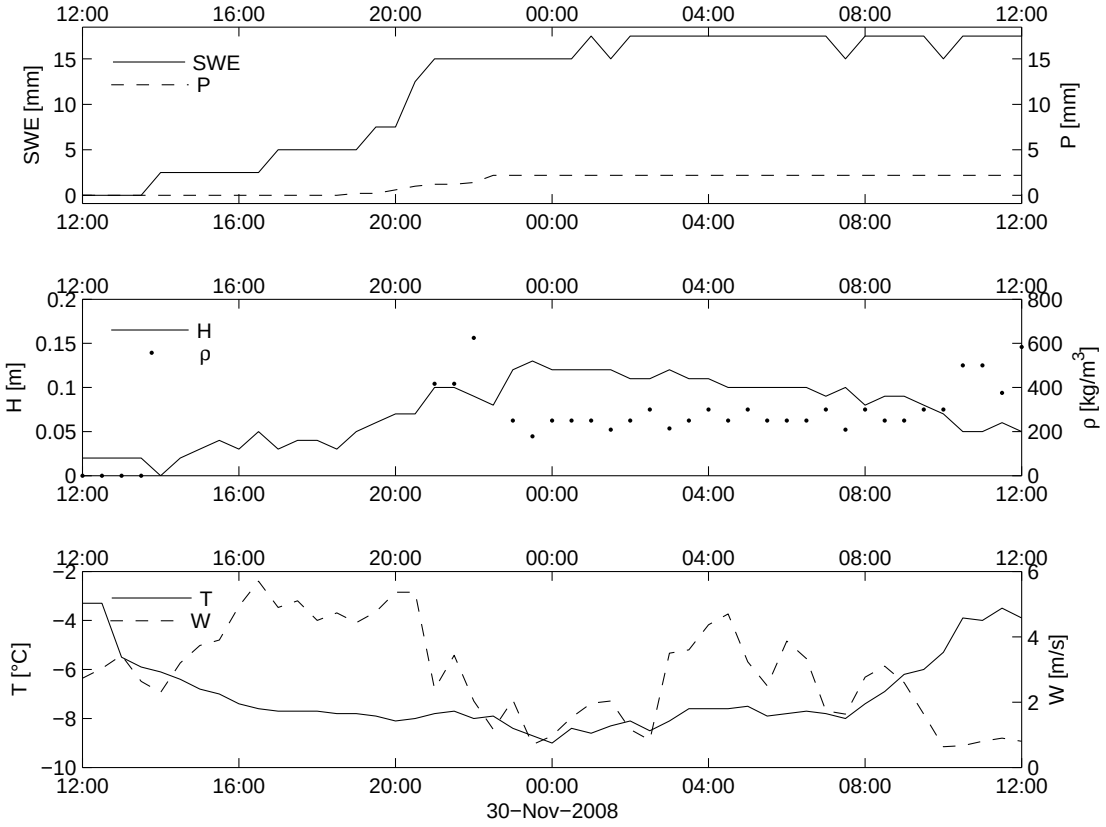

Figura 10.35: EVENTO 3

Tabella 10.35: EVENTO 3

	inizio	fine	Δ	media
SWE	145	163	18	-
P	125	127.2	2.2	-
H	0.77	0.80	0.03	-
ρ	-	-	-	583
T	-	-	-	-7.1
W	-	-	-	2.9

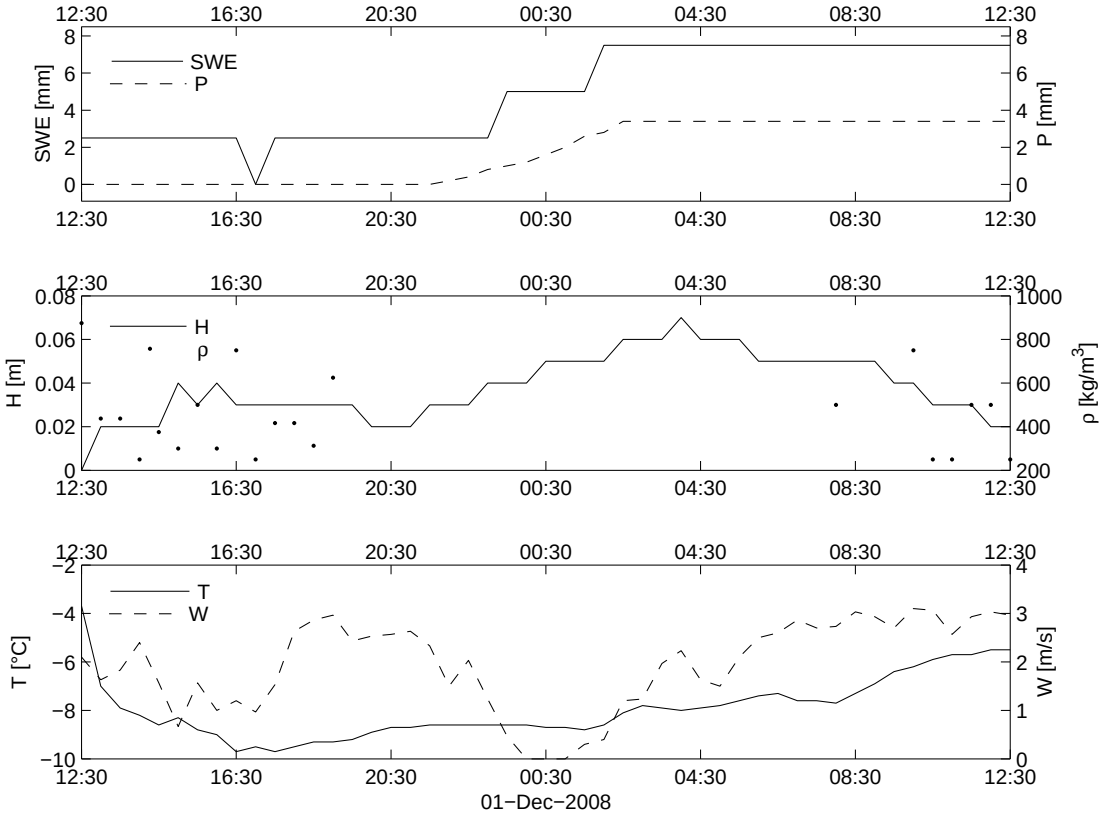

Figura 10.36: EVENTO 4

Tabella 10.36: EVENTO 4

	inizio	fine	Δ	media
SWE	163	168	5	-
P	127.2	130.6	3.4	-
H	0.79	0.81	0.02	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-7.9
W	-	-	-	1.9

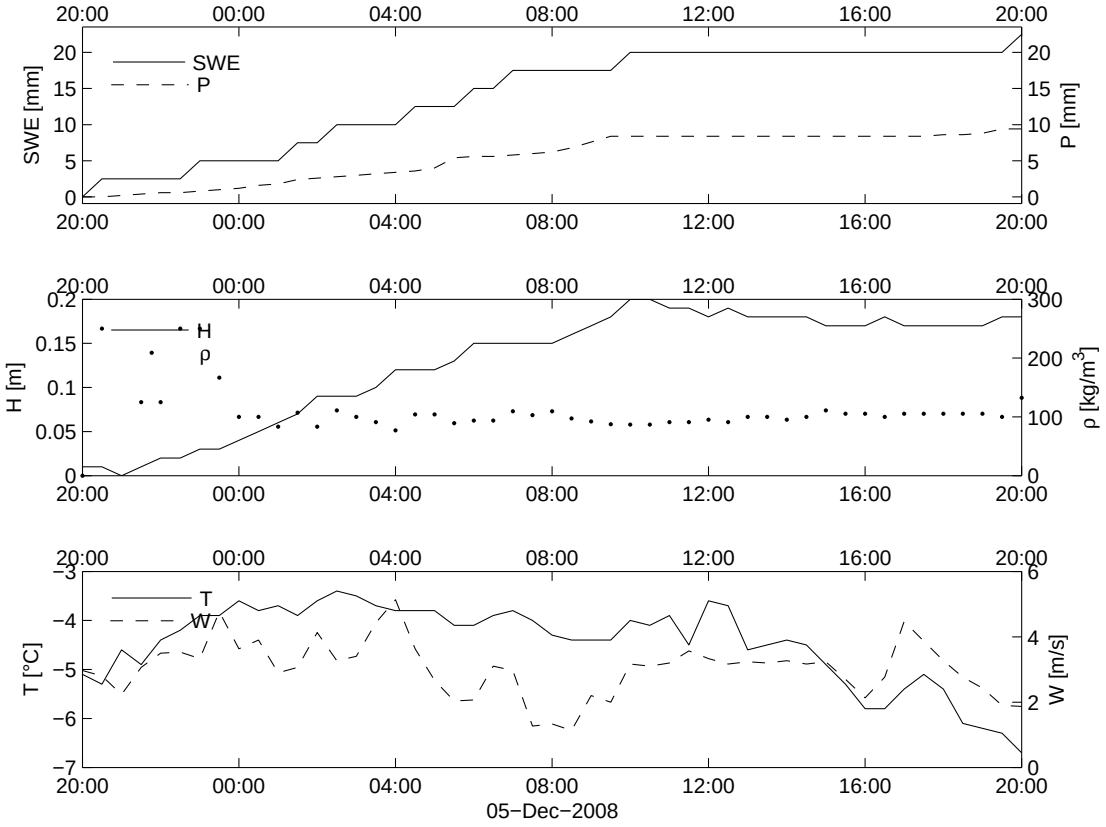

Figura 10.37: EVENTO 5

Tabella 10.37: EVENTO 5

	inizio	fine	Δ	media
SWE	168	190	22	-
P	131.6	141.0	9.4	-
H	0.78	0.95	0.17	-
ρ	-	-	-	132
T	-	-	-	-4.5
W	-	-	-	3.0

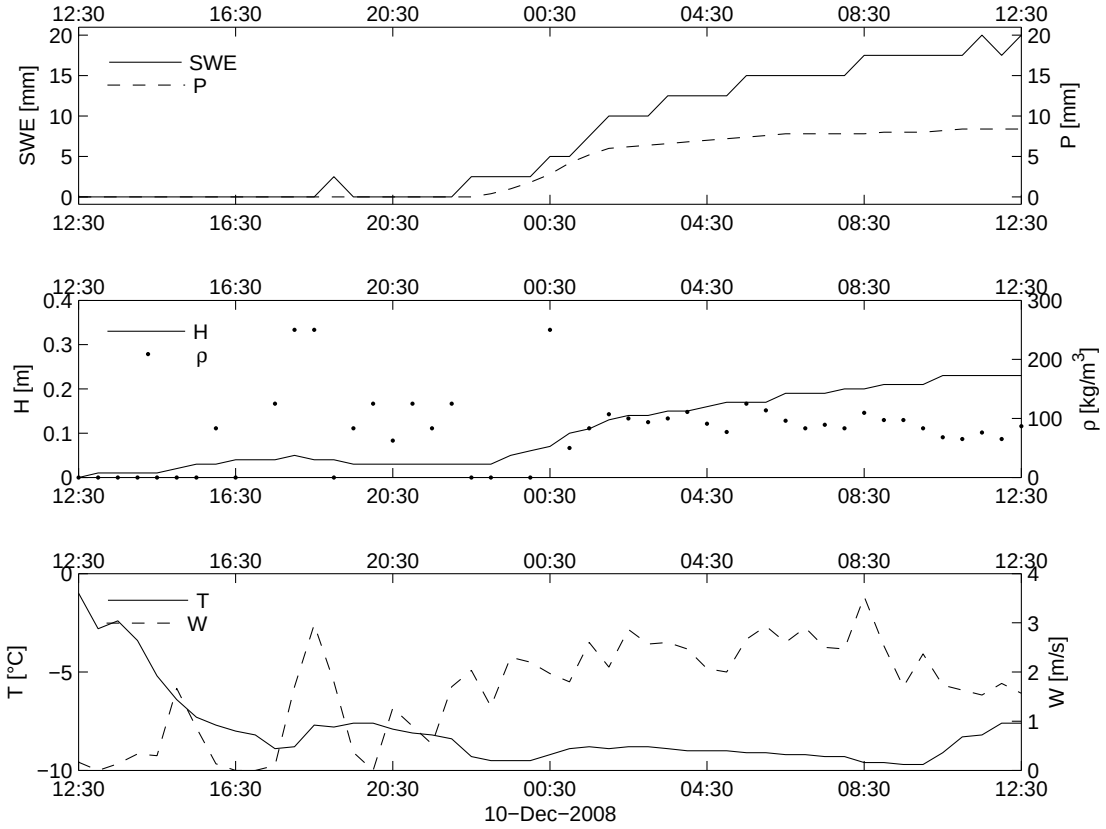

Figura 10.38: EVENTO 6

Tabella 10.38: EVENTO 6

	inizio	fine	Δ	media
SWE	193	213	20	-
P	142.4	150.8	8.4	-
H	0.81	1.04	0.23	-
ρ	-	-	-	87
T	-	-	-	-8.1
W	-	-	-	1.6

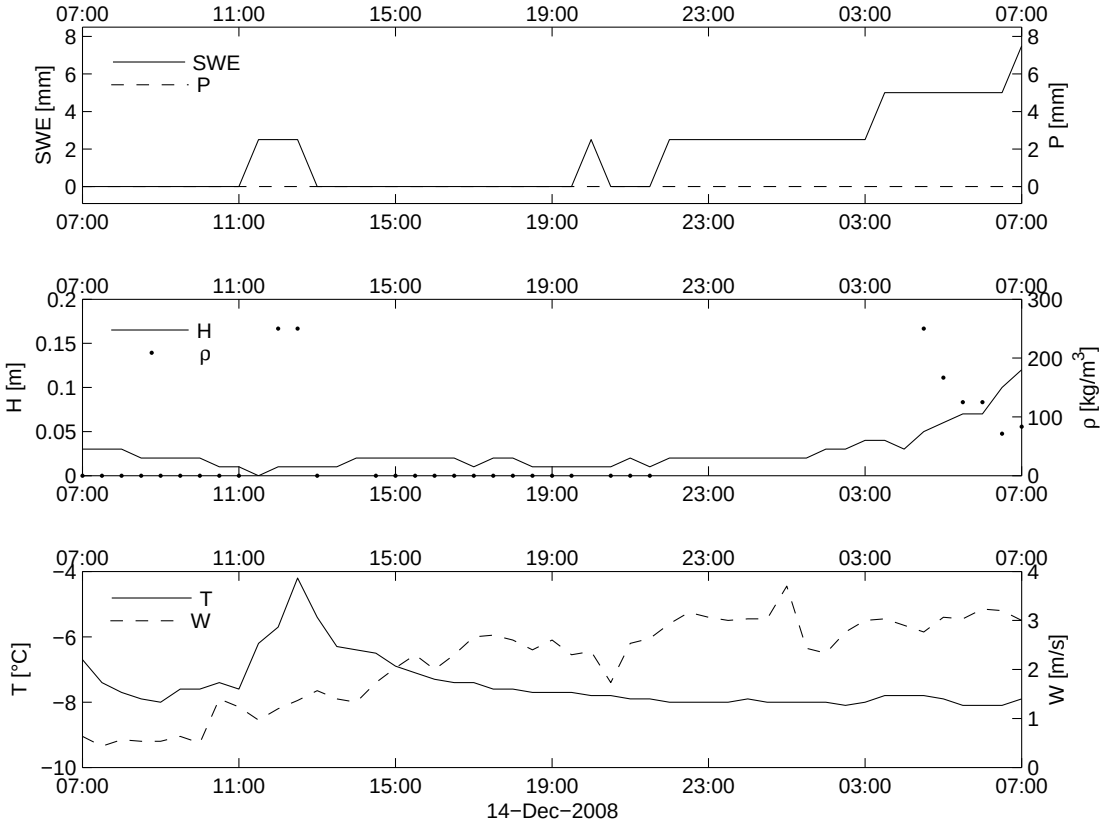

Figura 10.39: EVENTO 7

Tabella 10.39: EVENTO 7

	inizio	fine	Δ	media
SWE	213	220	7	-
P	150.8	150.8	0	-
H	0.98	1.07	0.09	-
ρ	-	-	-	83
T	-	-	-	-7.5
W	-	-	-	2.2

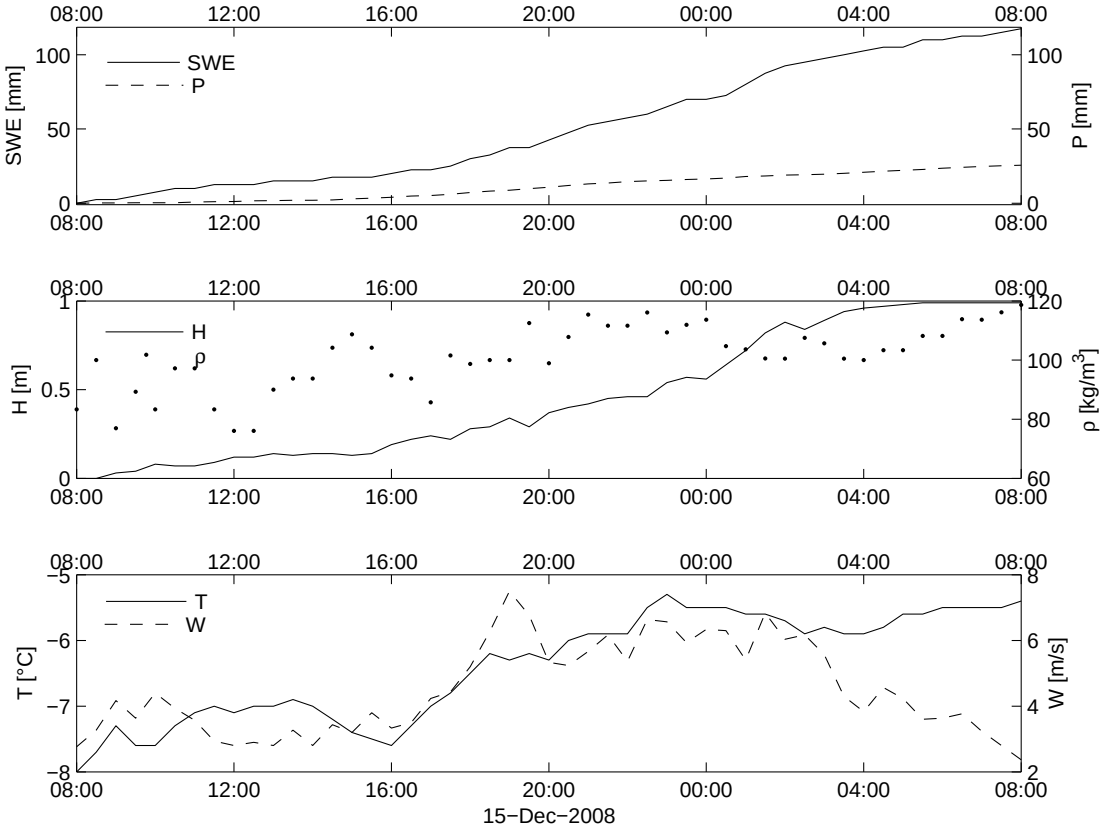

Figura 10.40: EVENTO 8

Tabella 10.40: EVENTO 8

	inizio	fine	Δ	media
SWE	220	338	118	-
P	150.8	176.4	25.6	-
H	1.07	2.06	0.99	-
ρ	-	-	-	119
T	-	-	-	-6.4
W	-	-	-	4.5

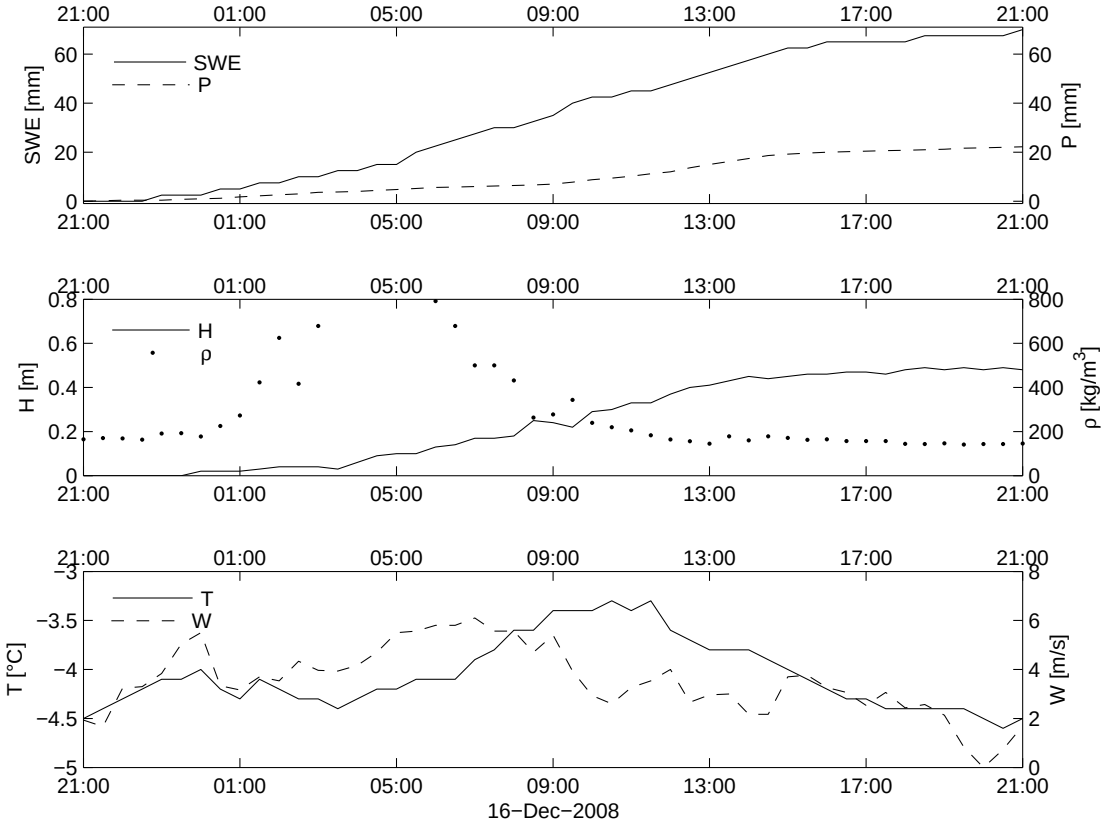

Figura 10.41: EVENTO 9

Tabella 10.41: EVENTO 9

	inizio	fine	Δ	media
SWE	355	425	70	-
P	178.2	200.4	22.2	-
H	1.99	2.47	0.48	-
ρ	-	-	-	146
T	-	-	-	-4.1
W	-	-	-	3.5

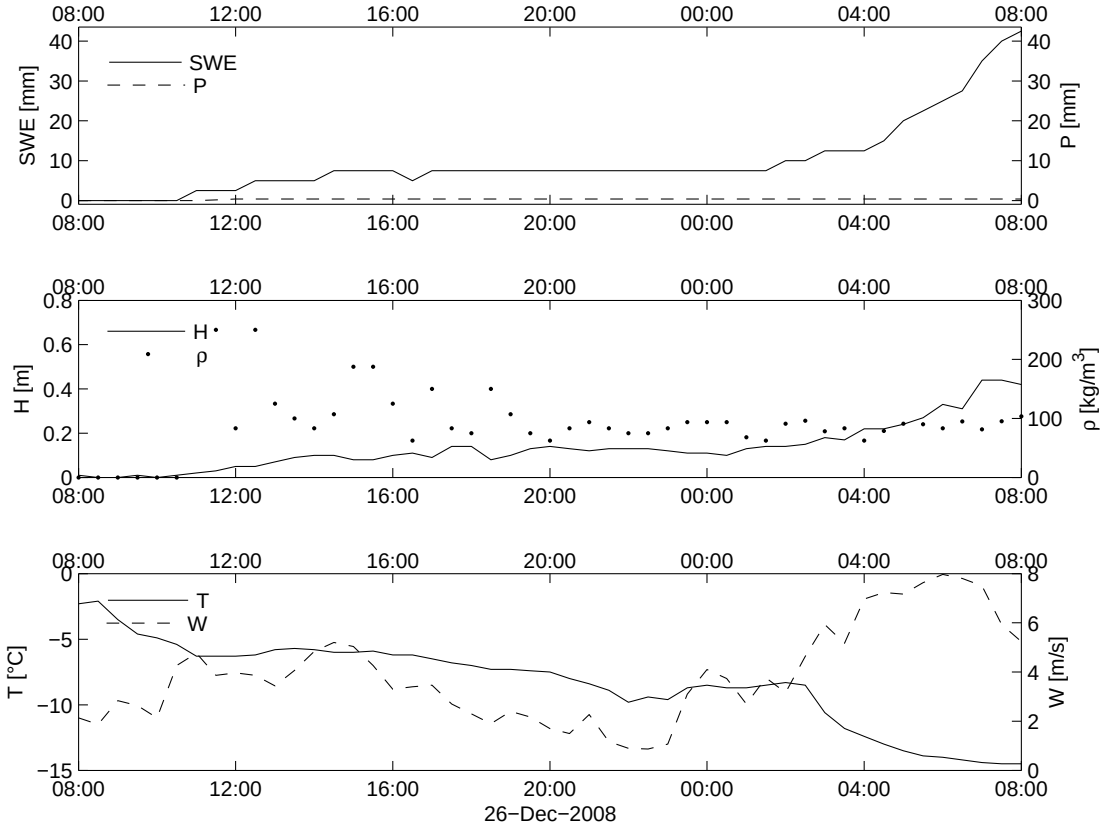

Figura 10.42: EVENTO 10

Tabella 10.42: EVENTO 10

	inizio	fine	Δ	media
SWE	430	473	43	-
P	202.4	202.8	0.4	-
H	1.77	2.18	0.41	-
ρ	-	-	-	104
T	-	-	-	-8.3
W	-	-	-	3.9

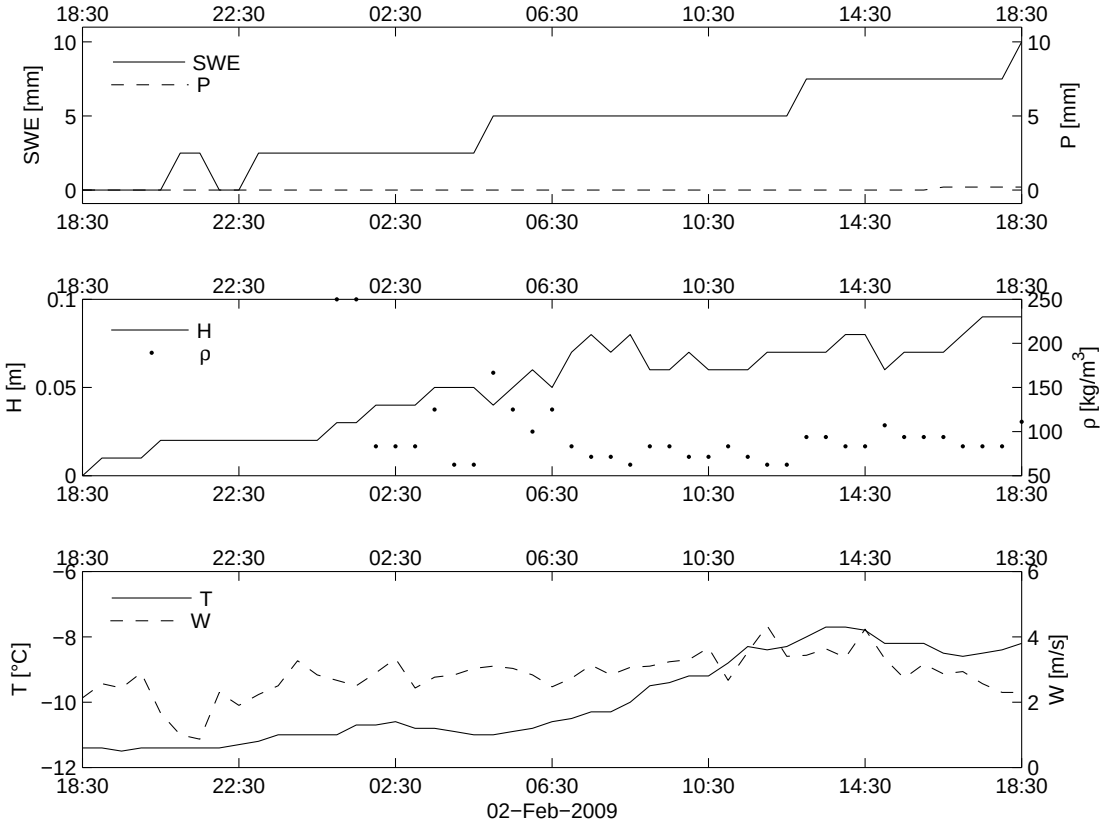

Figura 10.43: EVENTO 11

Tabella 10.43: EVENTO 11

	inizio	fine	Δ	media
SWE	575	585	10	-
P	246	246.2	0.2	-
H	1.92	2.01	0.09	-
ρ	-	-	-	111
T	-	-	-	-9.9
W	-	-	-	2.8

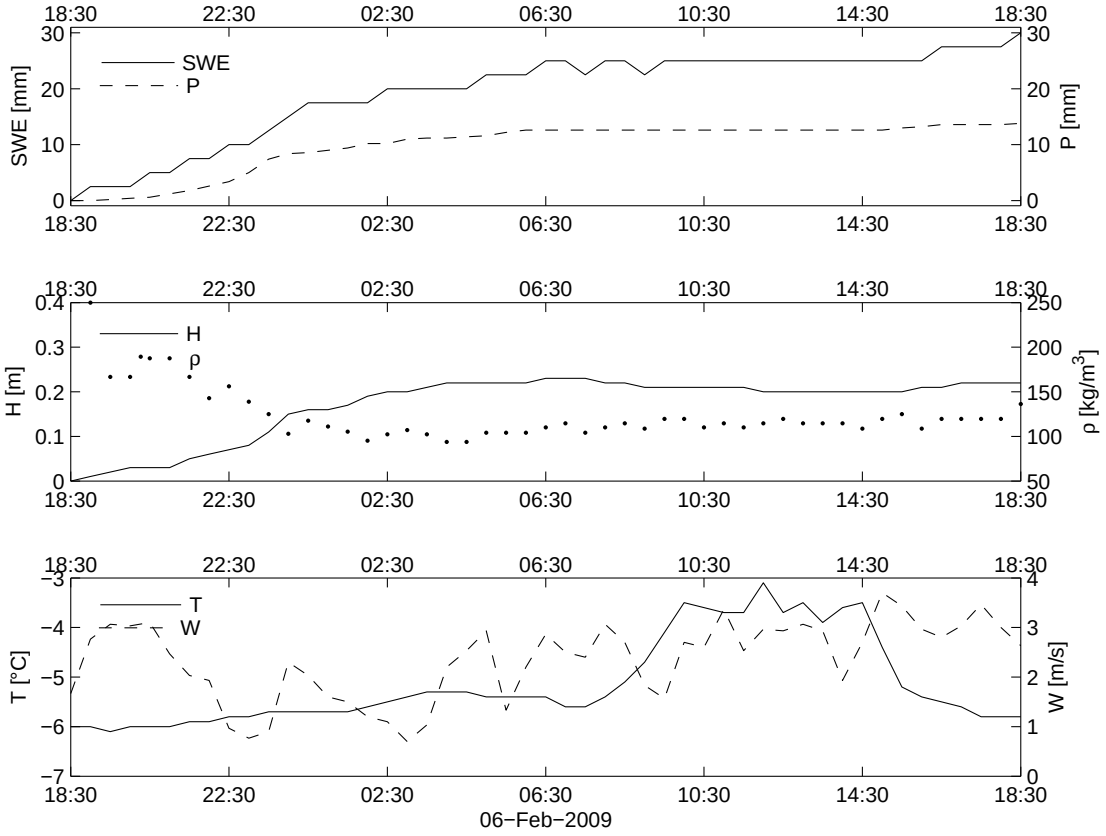

Figura 10.44: EVENTO 12

Tabella 10.44: EVENTO 12

	inizio	fine	Δ	media
SWE	588	618	30	-
P	247.6	261.4	13.8	-
H	1.96	2.18	0.22	-
ρ	-	-	-	136
T	-	-	-	-5.1
W	-	-	-	2.3

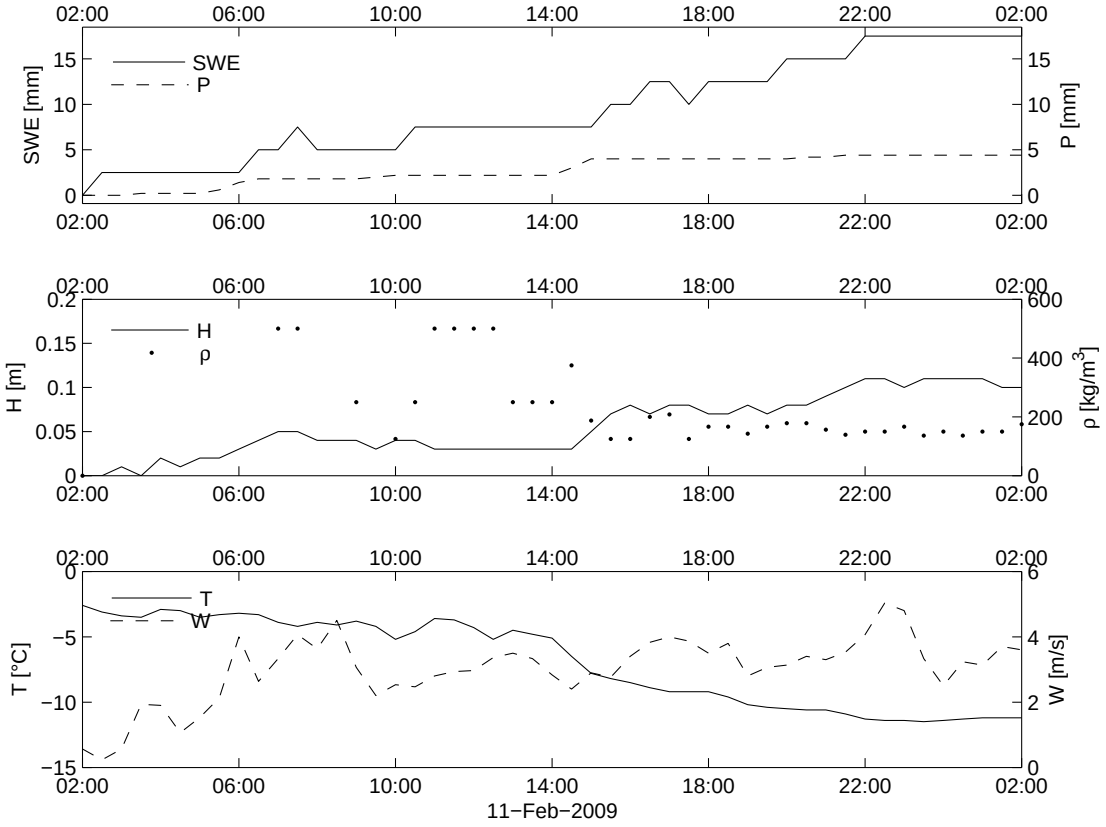

Figura 10.45: EVENTO 13

Tabella 10.45: EVENTO 13

	inizio	fine	Δ	media
SWE	620	638	18	-
P	261.8	266.2	4.4	-
H	2.06	2.16	0.10	-
ρ	-	-	-	175
T	-	-	-	-6.9
W	-	-	-	3.0

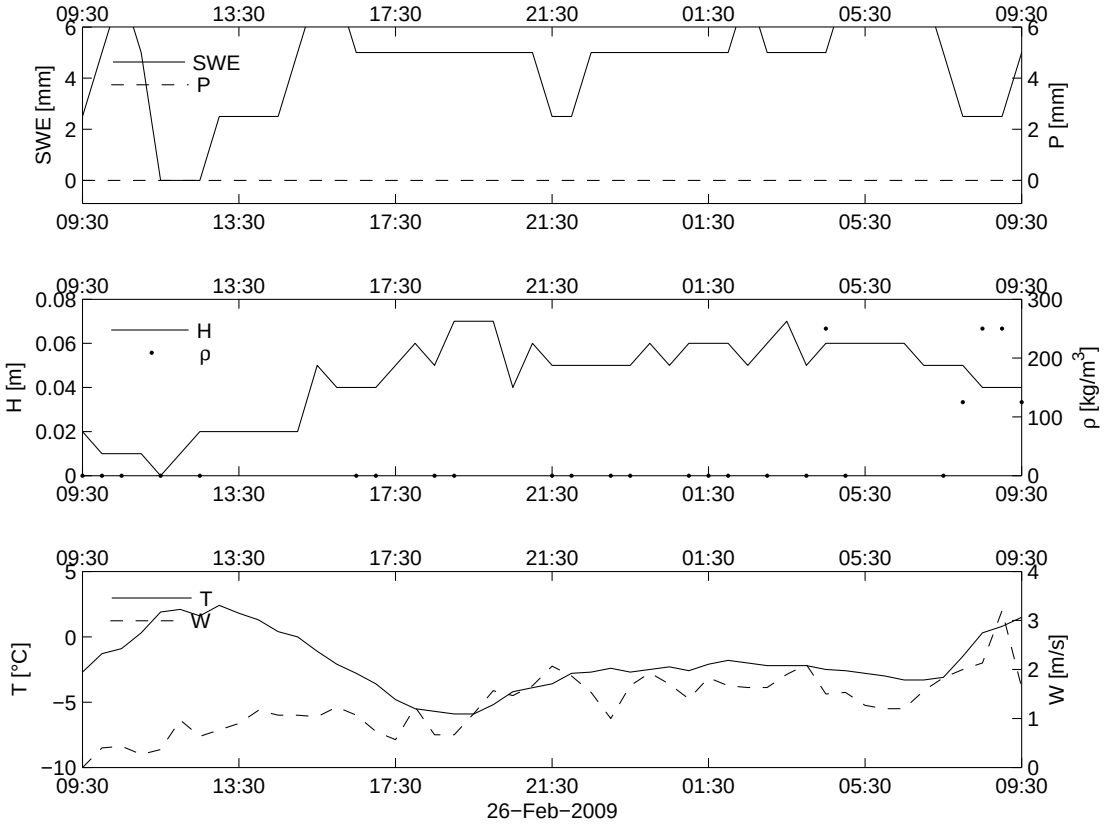

Figura 10.46: EVENTO 14

Tabella 10.46: EVENTO 14

	inizio	fine	Δ	media
SWE	633	635	2	-
P	266.2	266.2	0	-
H	1.81	1.83	0.02	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-2.0
W	-	-	-	1.3

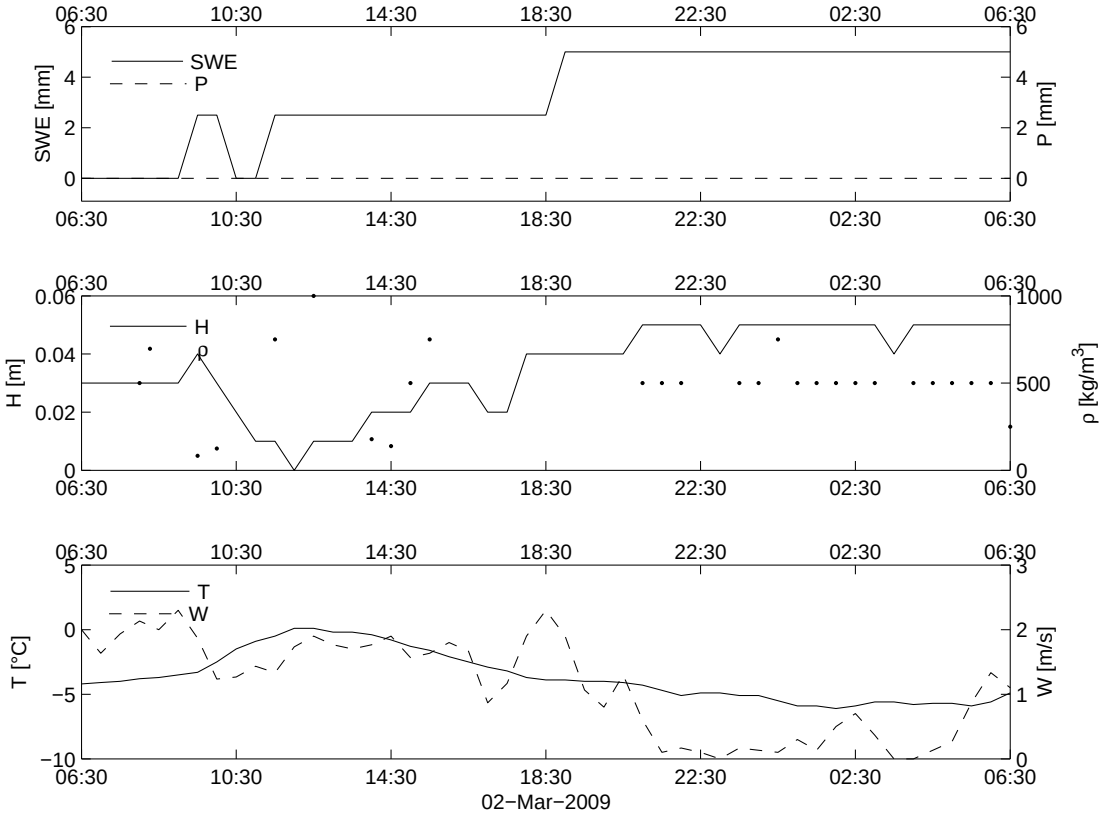

Figura 10.47: EVENTO 15

Tabella 10.47: EVENTO 15

	inizio	fine	Δ	media
SWE	635	640	6	-
P	266.2	266.2	0	-
H	1.80	1.82	0.02	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-3.6
W	-	-	-	1.1

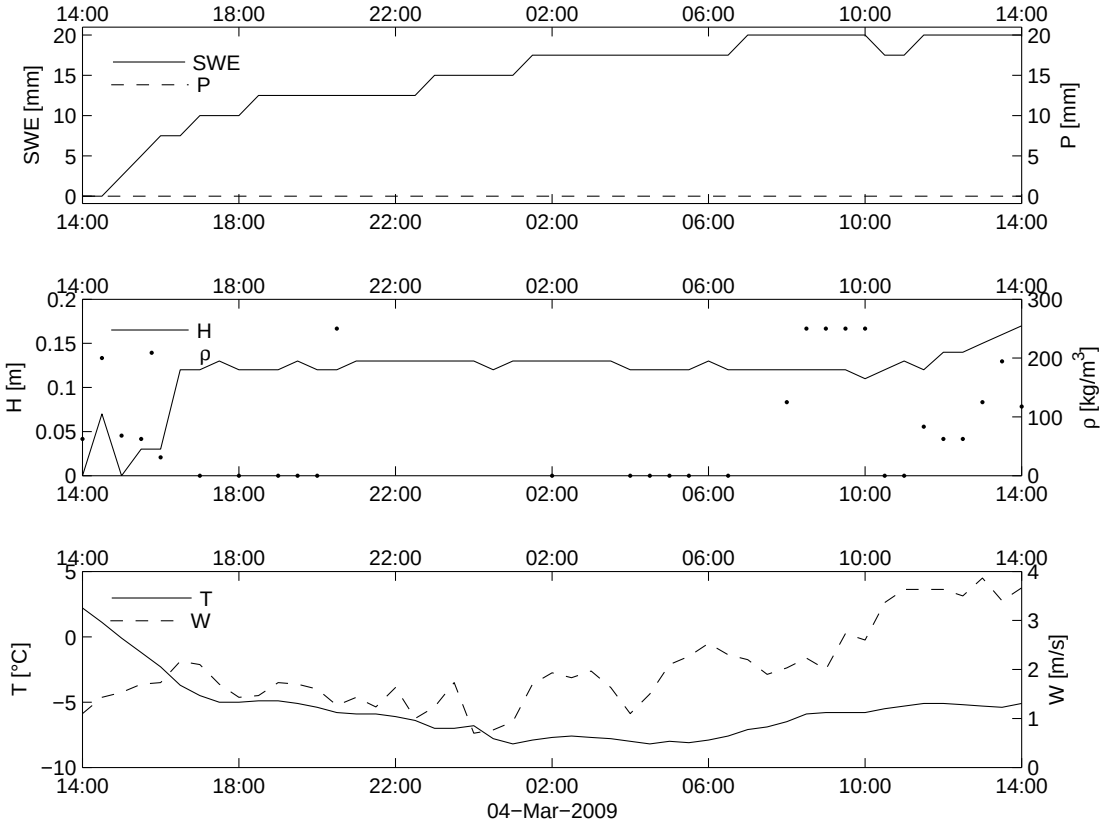

Figura 10.48: EVENTO 16

Tabella 10.48: EVENTO 16

	inizio	fine	Δ	media
SWE	628	648	20	-
P	266.2	266.2	0	-
H	1.67	1.84	0.17	-
ρ	-	-	-	118
T	-	-	-	-5.7
W	-	-	-	2.0

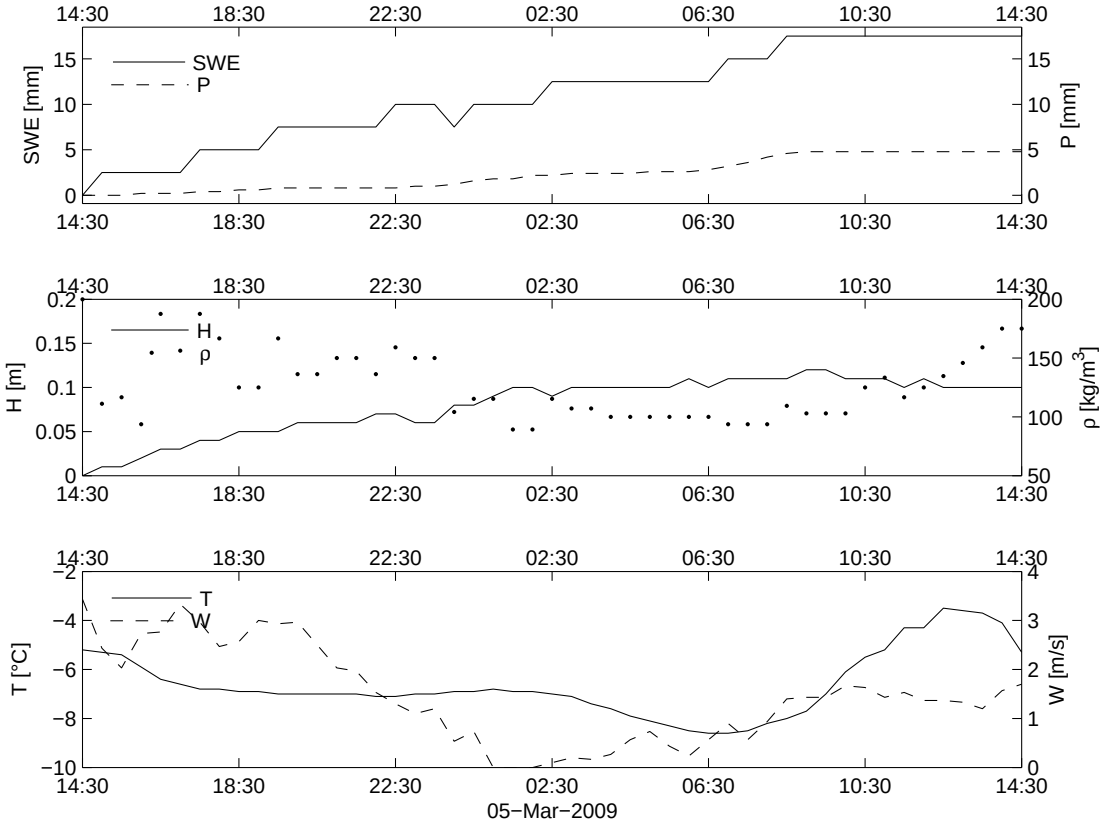

Figura 10.49: EVENTO 17

Tabella 10.49: EVENTO 17

	inizio	fine	Δ	media
SWE	648	665	17	-
P	266.2	271.0	4.8	-
H	1.84	1.94	0.10	-
ρ	-	-	-	175
T	-	-	-	-6.6
W	-	-	-	1.5

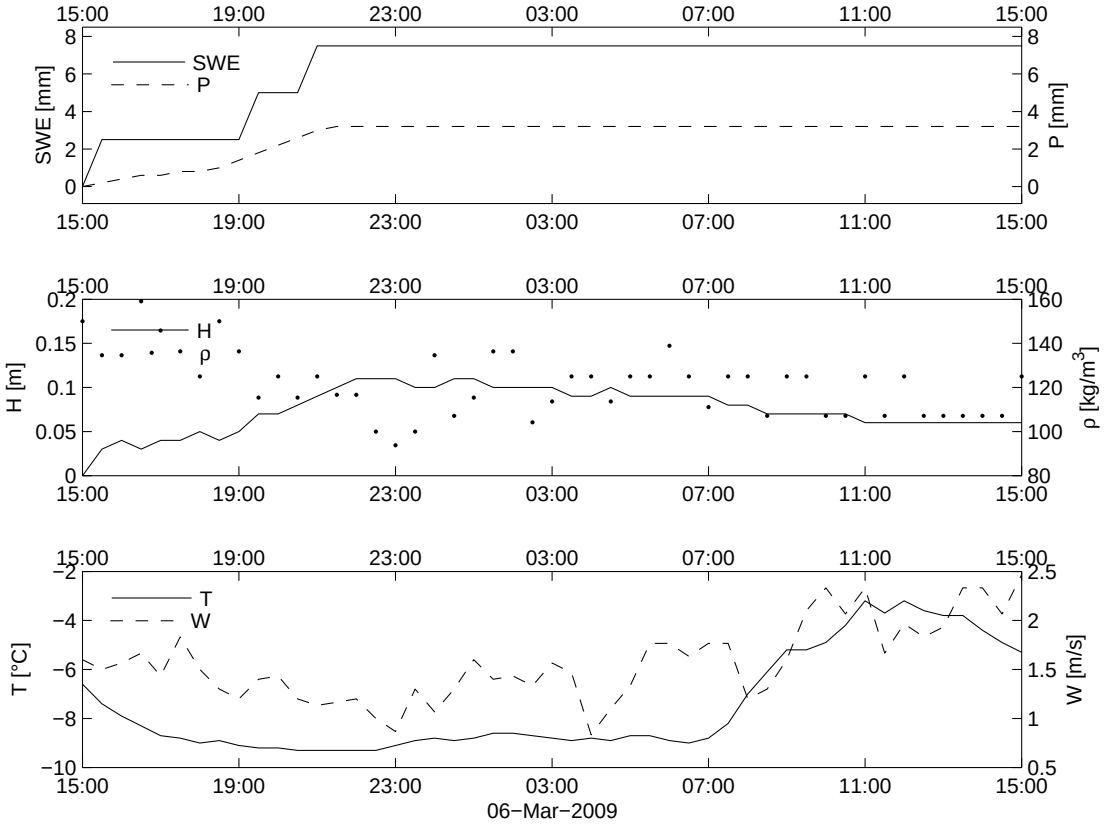

Figura 10.50: EVENTO 18

Tabella 10.50: EVENTO 18

	inizio	fine	Δ	media
SWE	665	673	8	-
P	271.2	274.4	3.2	-
H	1.95	2.01	0.06	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-7.5
W	-	-	-	1.6

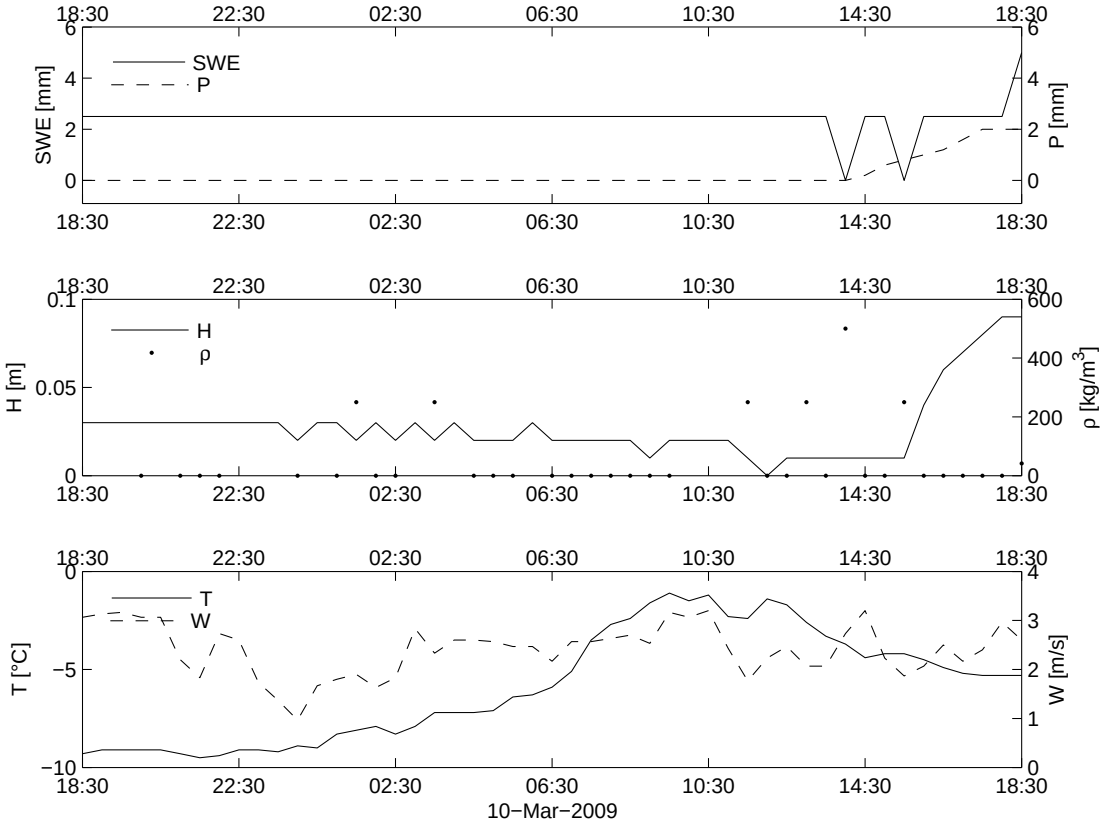

Figura 10.51: EVENTO 19

Tabella 10.51: EVENTO 19

	inizio	fine	Δ	media
SWE	660	663	3	-
P	274.4	276.4	2	-
H	1.91	1.97	0.06	-
ρ	-	-	-	42
T	-	-	-	-5.9
W	-	-	-	2.4

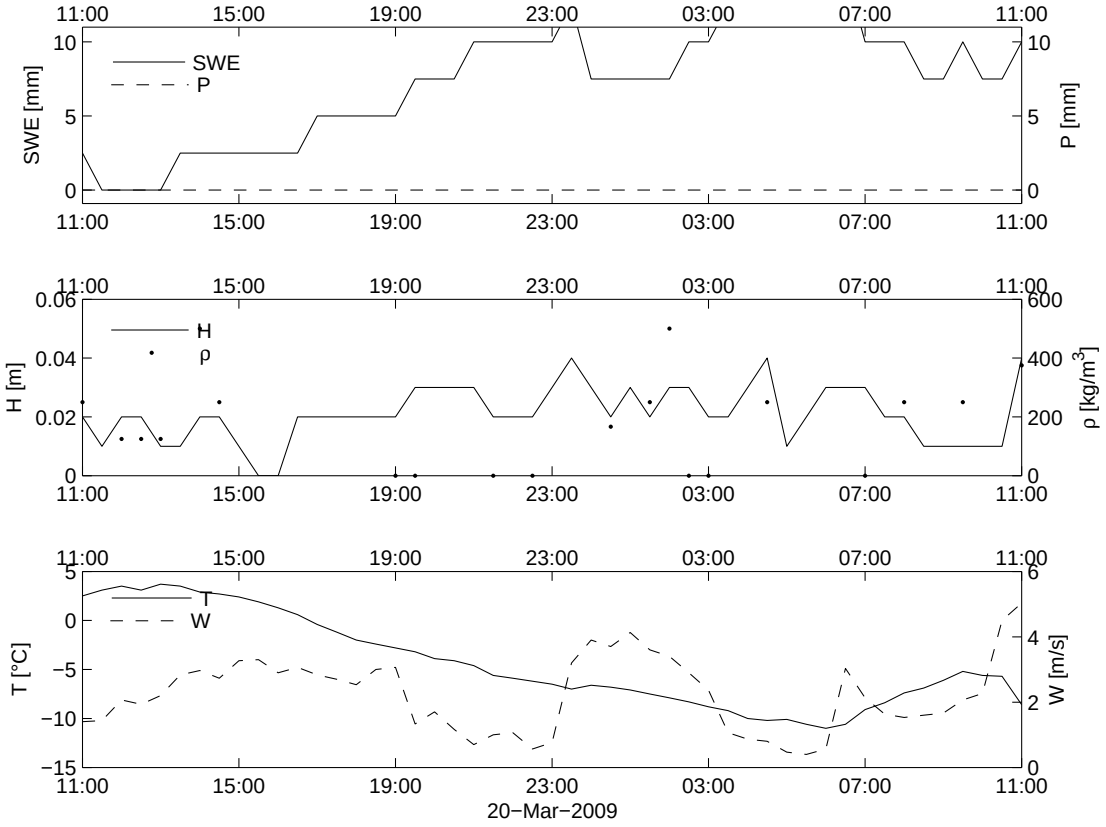

Figura 10.52: EVENTO 20

Tabella 10.52: EVENTO 20

	inizio	fine	Δ	media
SWE	663	670	7	-
P	276.6	276.6	0	-
H	1.74	1.76	0.02	-
ρ	-	-	-	375
T	-	-	-	-4.3
W	-	-	-	2.2

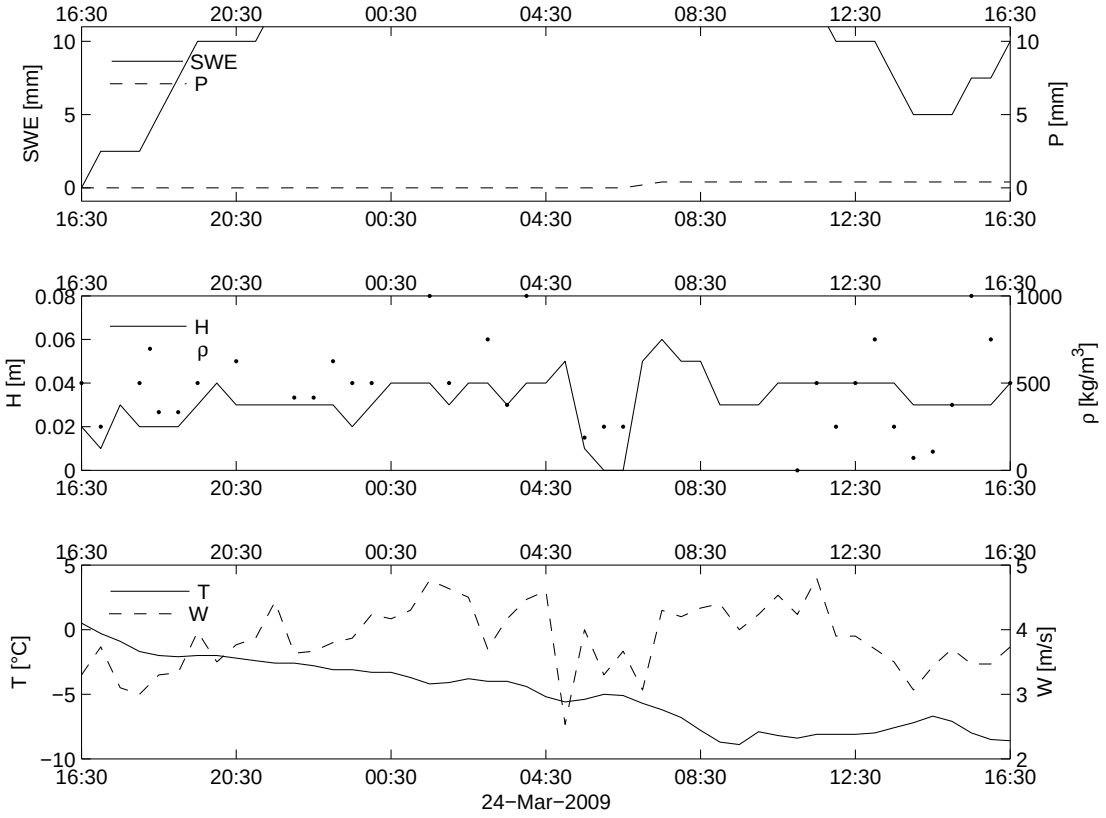

Figura 10.53: EVENTO 21

Tabella 10.53: EVENTO 21

	inizio	fine	Δ	media
SWE	640	650	10	-
P	276.6	277.0	0.4	-
H	1.70	1.72	0.02	-
ρ	-	-	-	500
T	-	-	-	-5.0
W	-	-	-	3.9

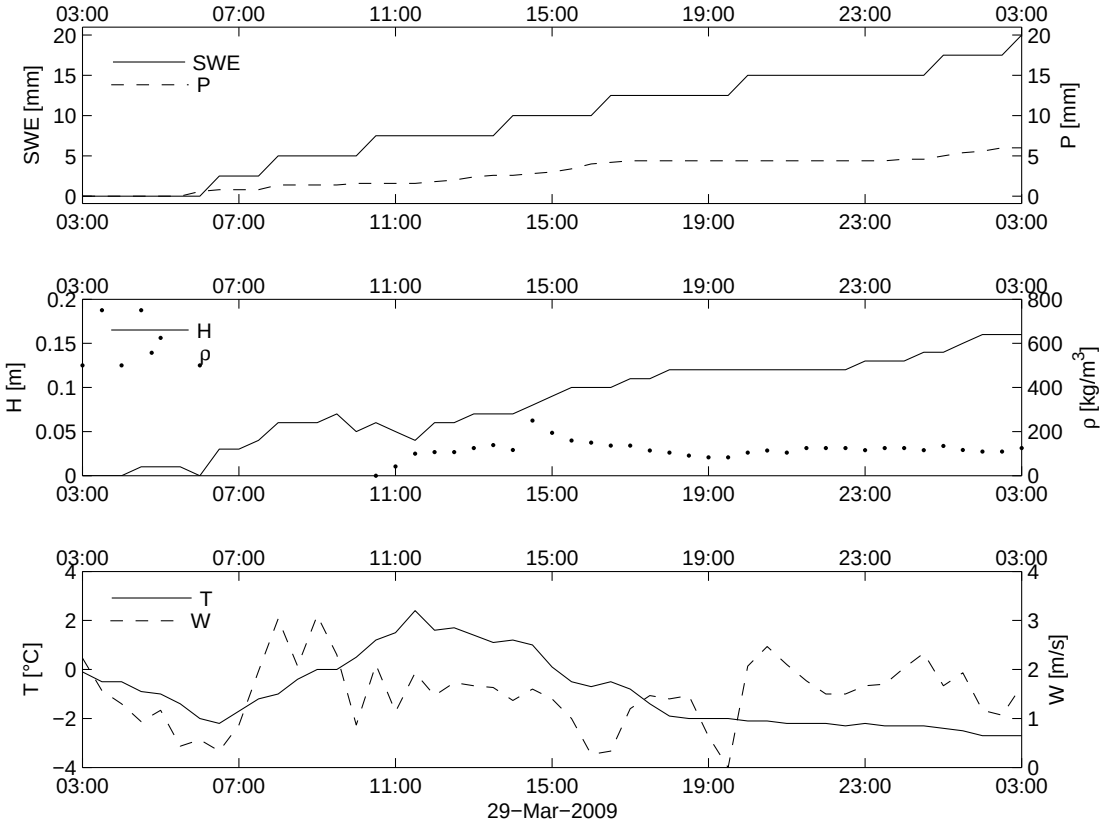

Figura 10.54: EVENTO 22

Tabella 10.54: EVENTO 22

	inizio	fine	Δ	media
SWE	628	648	20	-
P	277	283.0	6	-
H	1.68	1.84	0.16	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-0.9
W	-	-	-	1.5

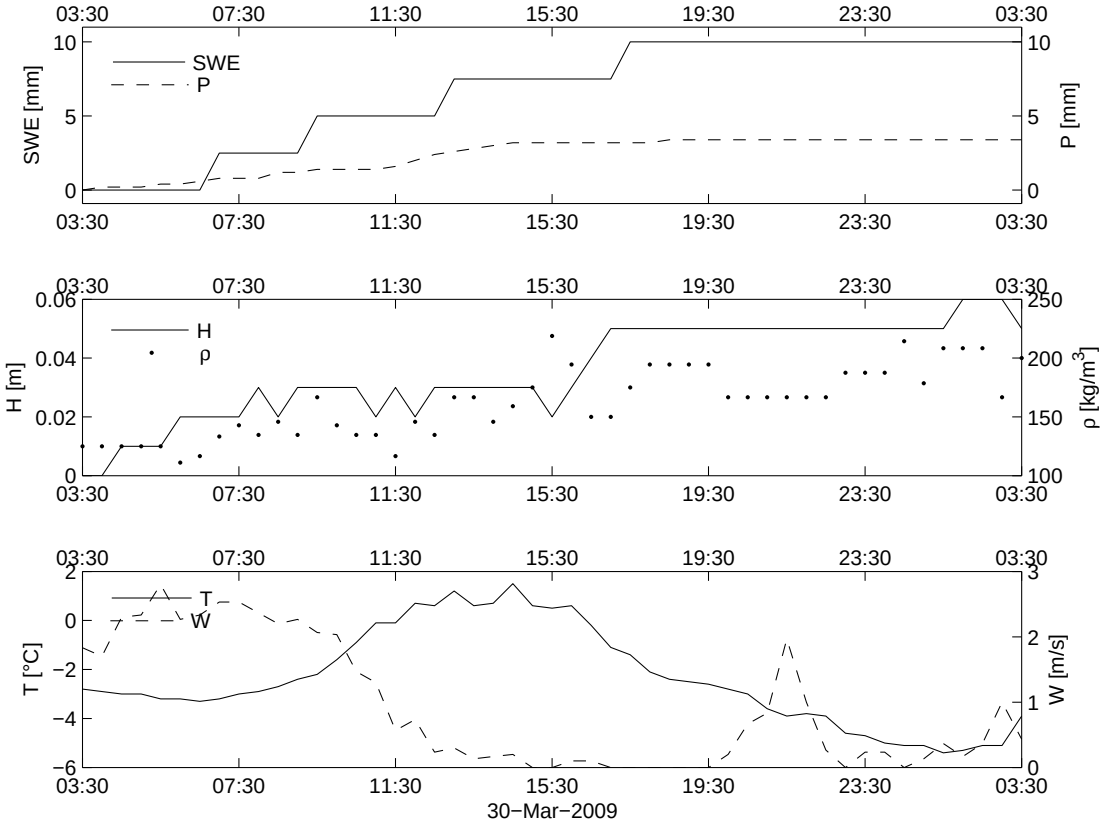

Figura 10.55: EVENTO 23

Tabella 10.55: EVENTO 23

	inizio	fine	Δ	media
SWE	648	658	10	-
P	283	286.4	3.4	-
H	1.84	1.89	0.05	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-2.4
W	-	-	-	0.9

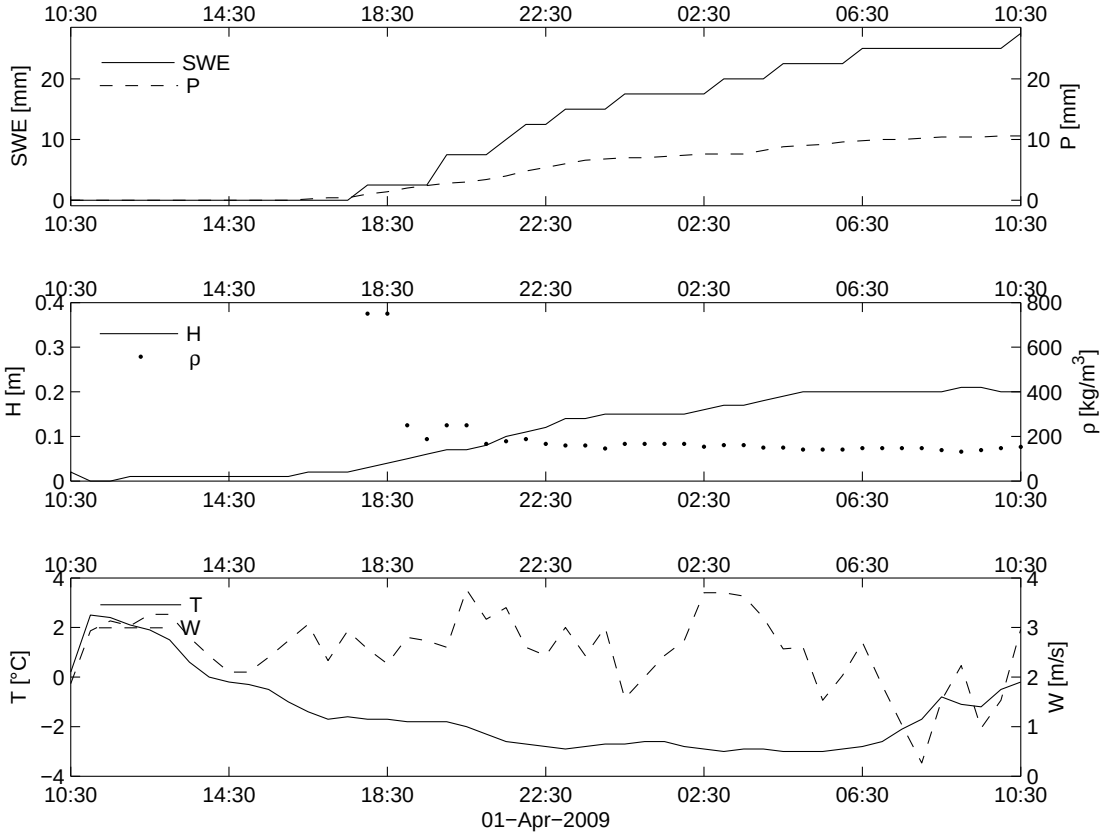

Figura 10.56: EVENTO 24

Tabella 10.56: EVENTO 24

	inizio	fine	Δ	media
SWE	663	690	28	-
P	286.4	297.0	10.6	-
H	1.83	2.01	0.18	-
ρ	-	-	-	153
T	-	-	-	-1.5
W	-	-	-	2.5

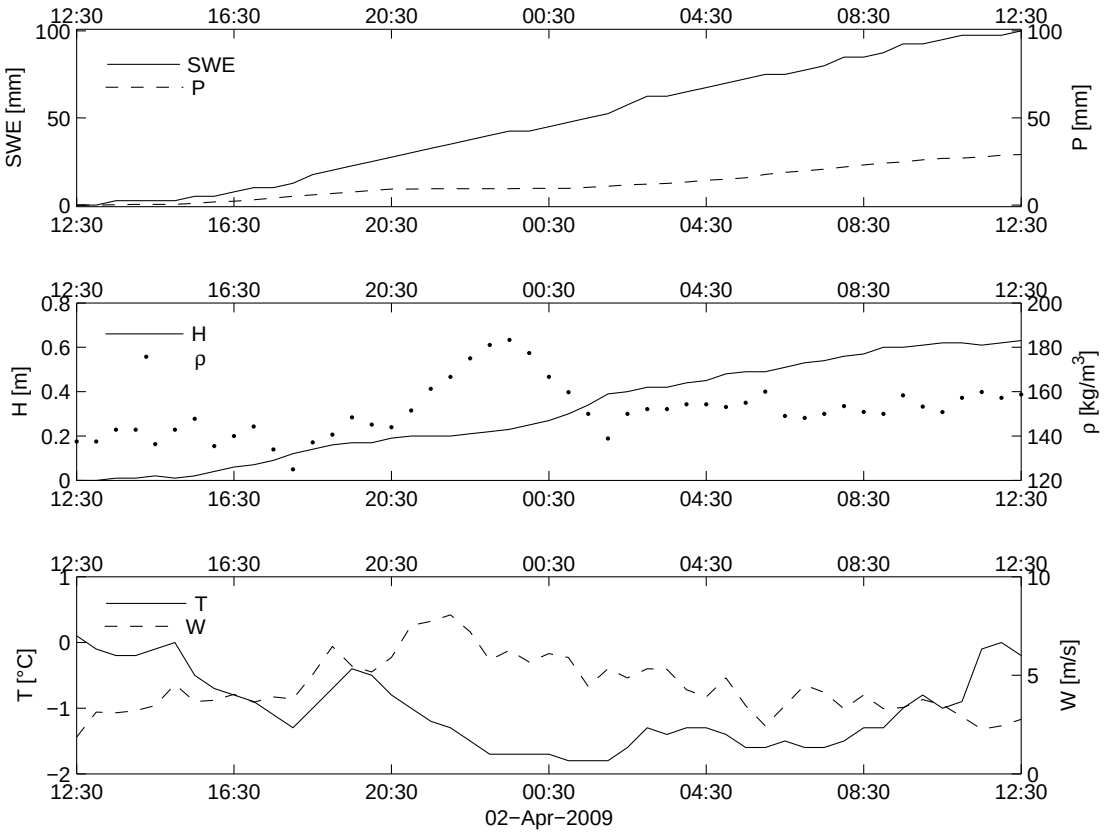

Figura 10.57: EVENTO 25

Tabella 10.57: EVENTO 25

	inizio	fine	Δ	media
SWE	690	790	100	-
P	297.4	326.4	29	-
H	2.02	2.65	0.63	-
ρ	-	-	-	159
T	-	-	-	-1.0
W	-	-	-	4.5

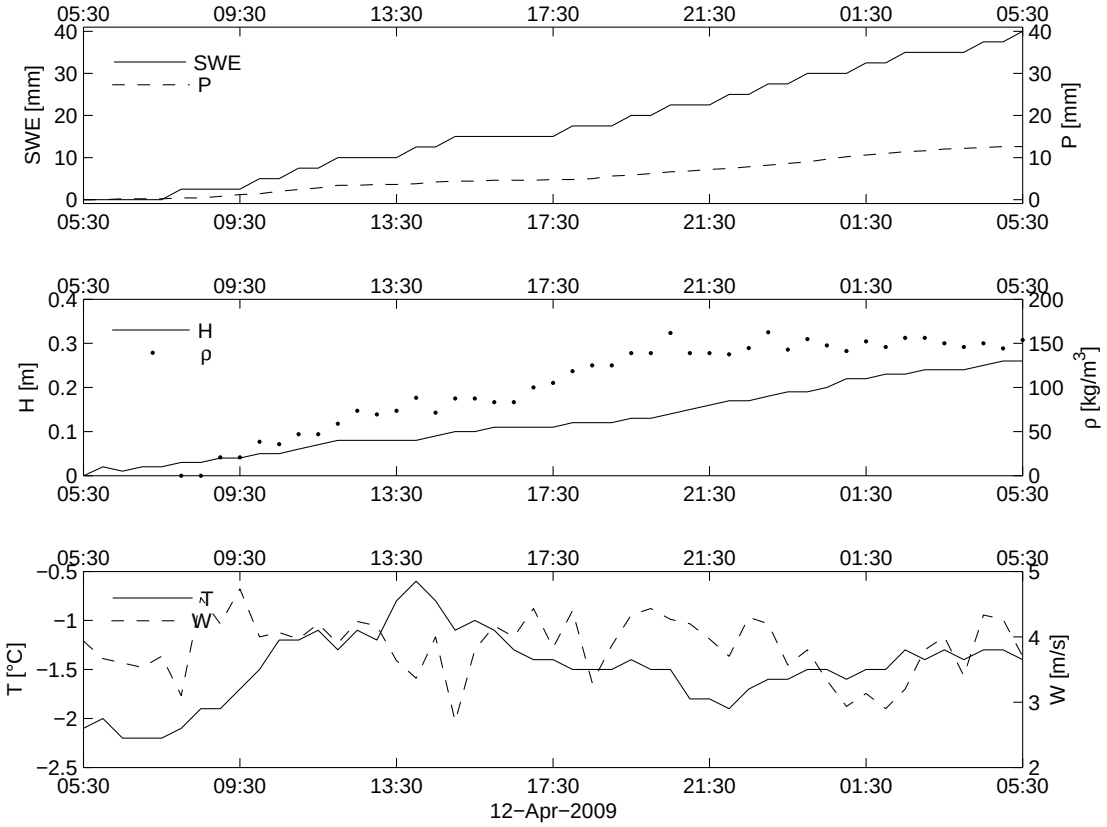

Figura 10.58: EVENTO 26

Tabella 10.58: EVENTO 26

	inizio	fine	Δ	media
SWE	800	840	40	-
P	334.4	347.0	12.6	-
H	2.11	2.37	0.26	-
ρ	-	-	-	154
T	-	-	-	-1.5
W	-	-	-	3.9

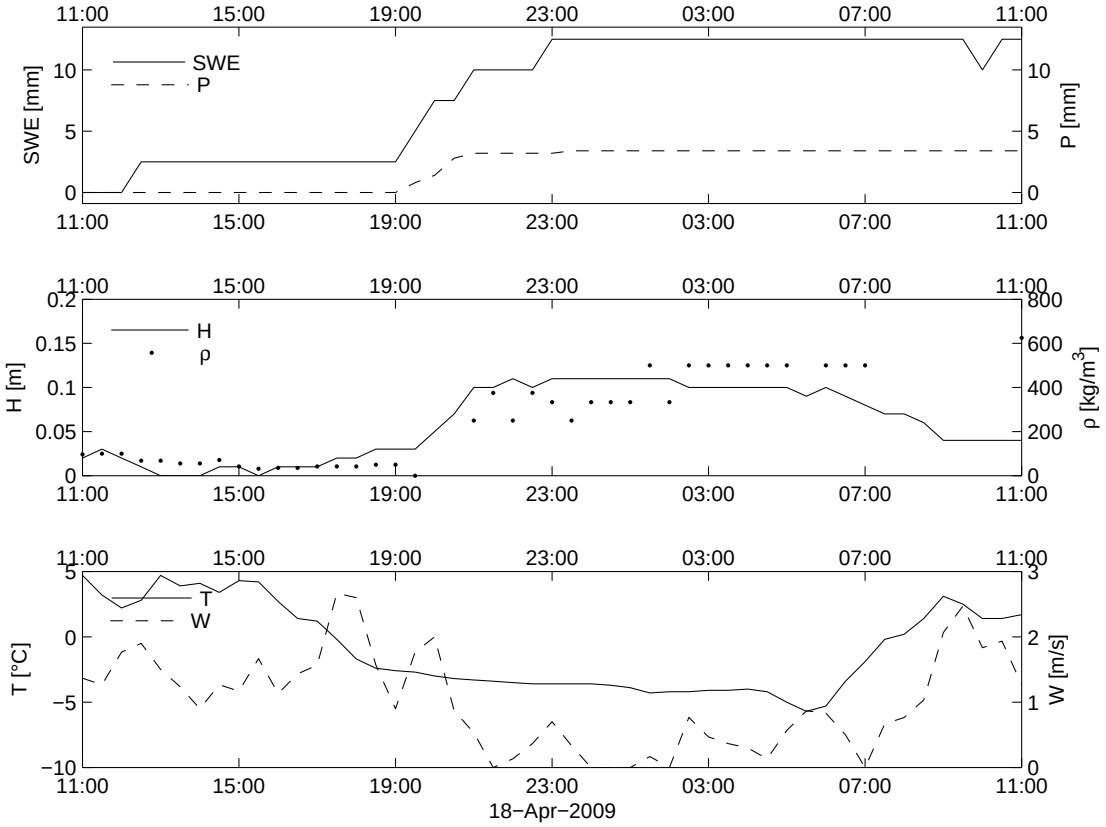

Figura 10.59: EVENTO 27

Tabella 10.59: EVENTO 27

	inizio	fine	Δ	media
SWE	810	823	13	-
P	355.6	359.0	3.4	-
H	2.10	2.12	0.02	-
ρ	-	-	-	625
T	-	-	-	-0.9
W	-	-	-	1.0

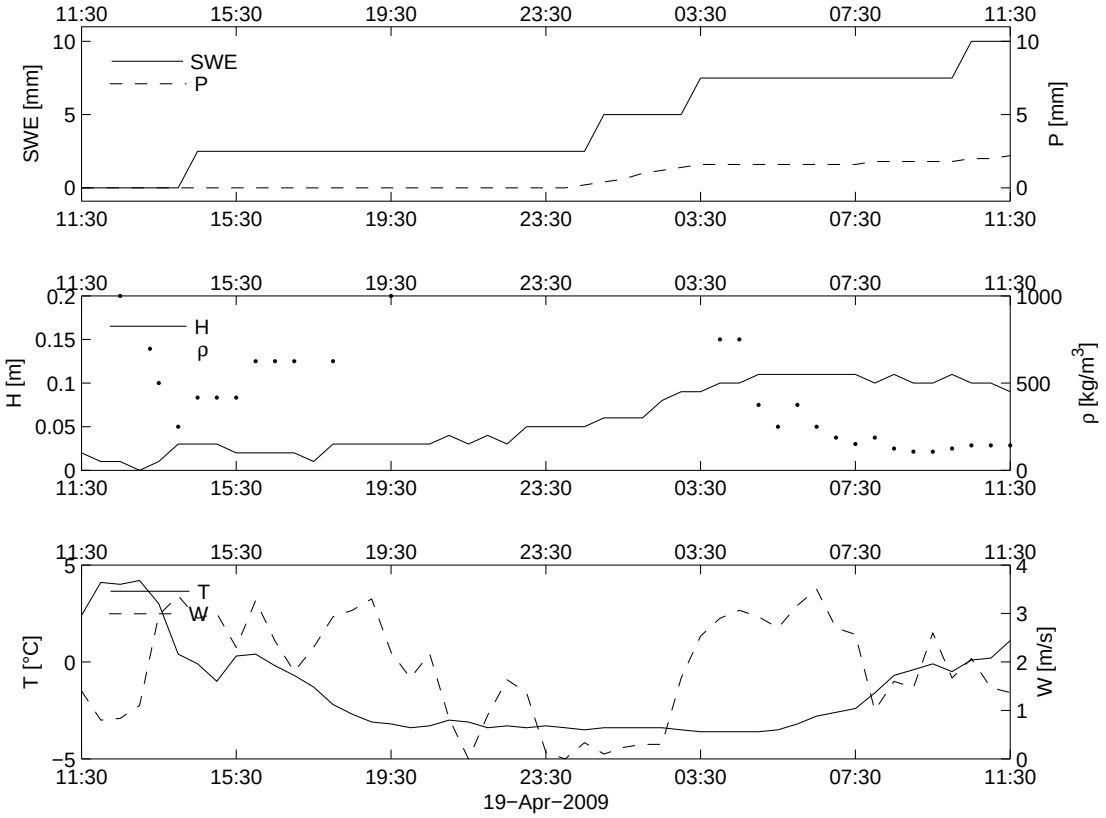

Figura 10.60: EVENTO 28

Tabella 10.60: EVENTO 28

	inizio	fine	Δ	media
SWE	823	833	10	-
P	359	361.2	2.2	-
H	2.11	2.18	0.07	-
ρ	-	-	-	143
T	-	-	-	-1.6
W	-	-	-	1.9

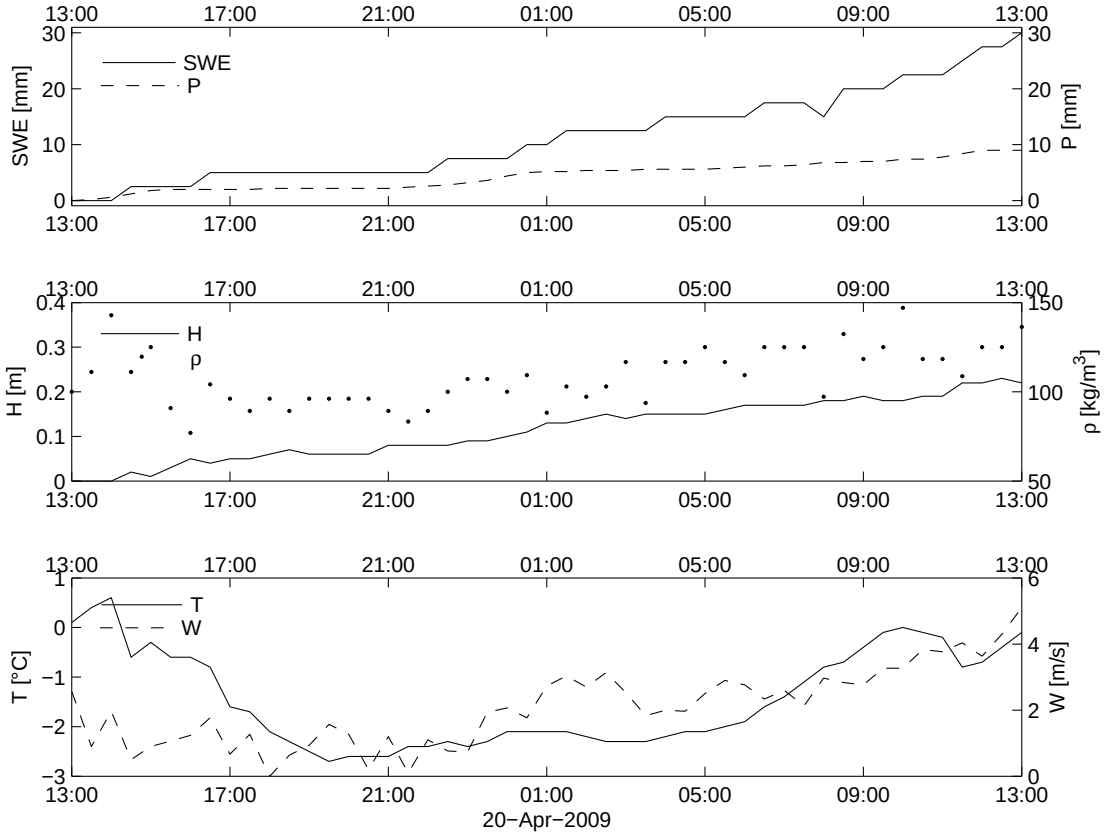

Figura 10.61: EVENTO 29

Tabella 10.61: EVENTO 29

	inizio	fine	Δ	media
SWE	833	863	30	-
P	361.2	370.2	9	-
H	2.19	2.41	0.22	-
ρ	-	-	-	136
T	-	-	-	-1.4
W	-	-	-	2.1

A.3 Eventi 2009-2010

Lago Pilone

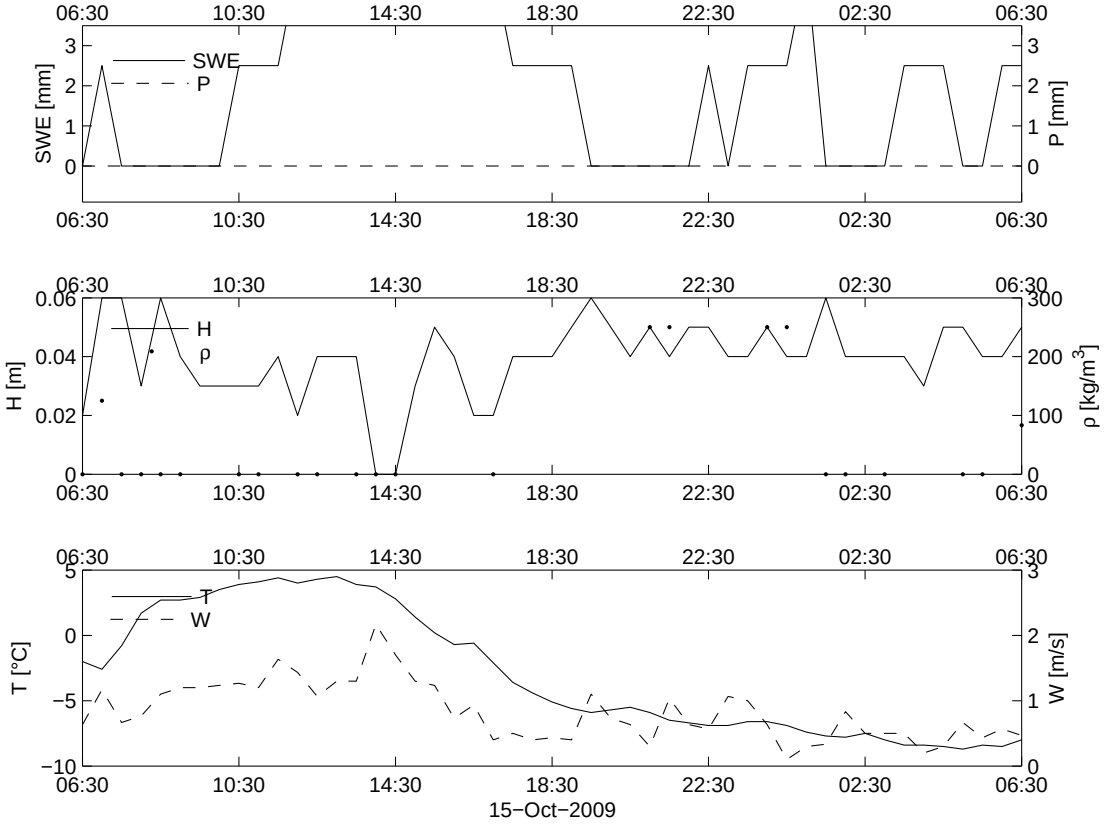

Figura 10.62: EVENTO 1

Tabella 10.62: EVENTO 1

	inizio	fine	Δ	media
SWE	0	3	3	-
P	2.5	2.5	0	-
H	-0.01	0.02	0.03	-
ρ	-	-	-	83
T	-	-	-	-2.9
W	-	-	-	0.8

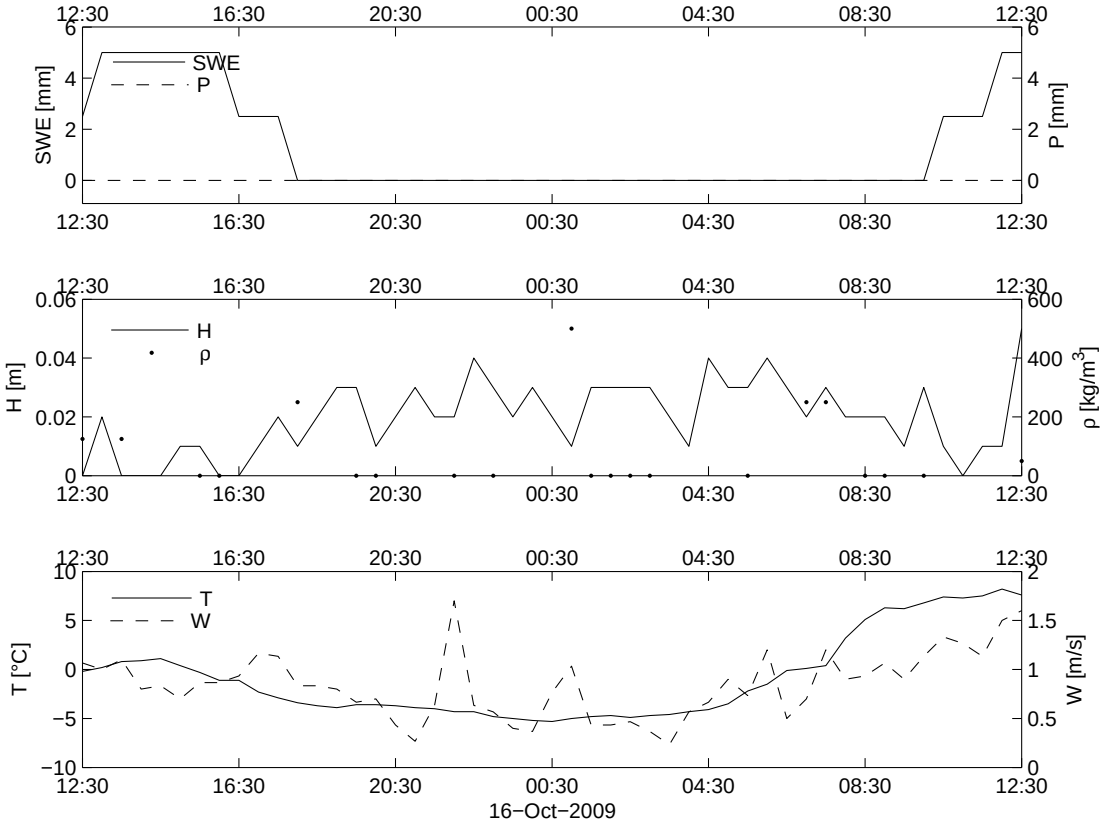

Figura 10.63: EVENTO 2

Tabella 10.63: EVENTO 2

	inizio	fine	Δ	media
SWE	3	5	2	-
P	2.5	2.5	0	-
H	-0.01	0.04	0.05	-
ρ	-	-	-	50
T	-	-	-	-0.8
W	-	-	-	0.8

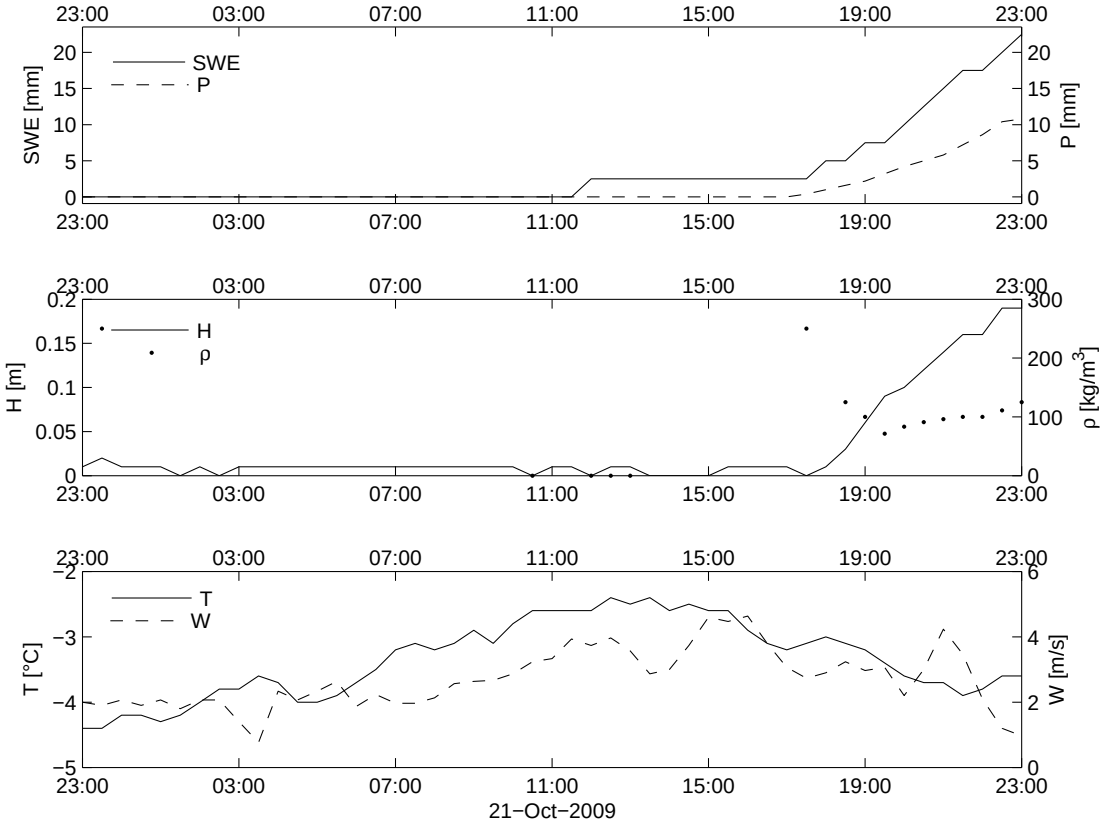

Figura 10.64: EVENTO 3

Tabella 10.64: EVENTO 3

	inizio	fine	Δ	media
SWE	3	25	22	-
P	2.5	13.3	10.8	-
H	0.01	0.19	0.18	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-3.3
W	-	-	-	2.7

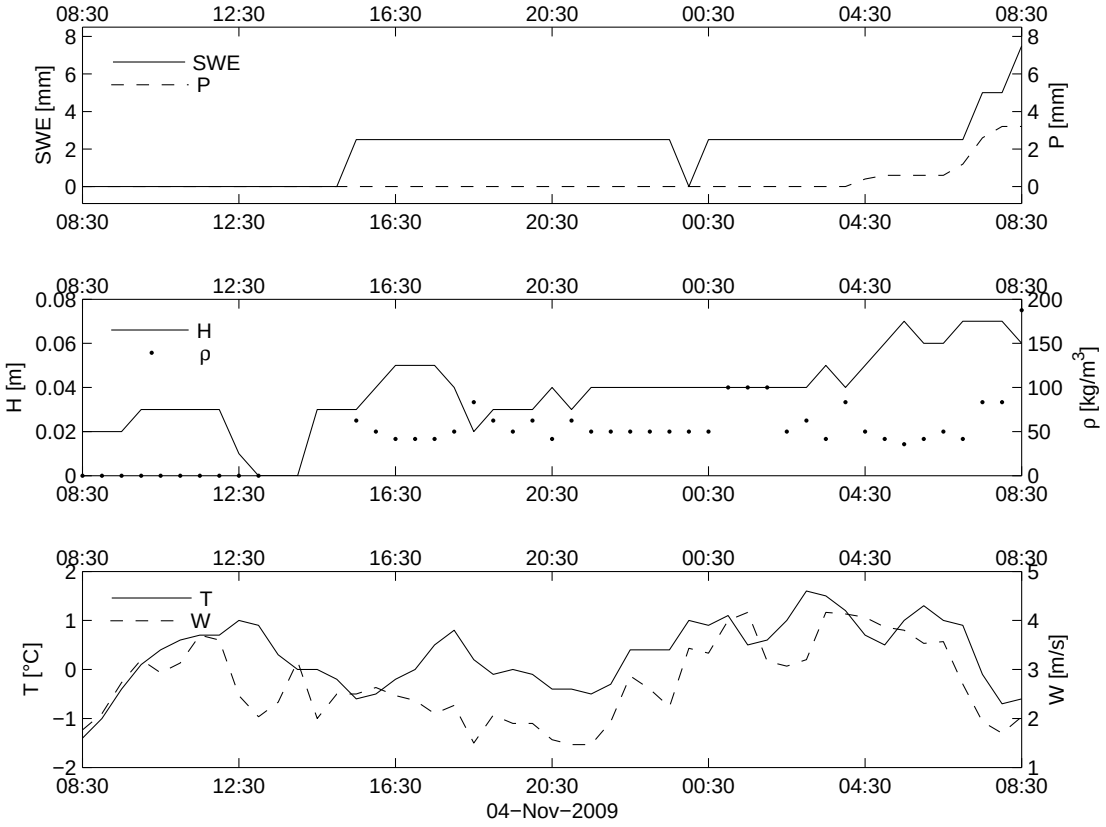

Figura 10.65: EVENTO 4

Tabella 10.65: EVENTO 4

	inizio	fine	Δ	media
SWE	20	28	8	-
P	36.3	39.5	3.2	-
H	0.10	0.14	0.04	-
ρ	-	-	-	188
T	-	-	-	0.3
W	-	-	-	2.7

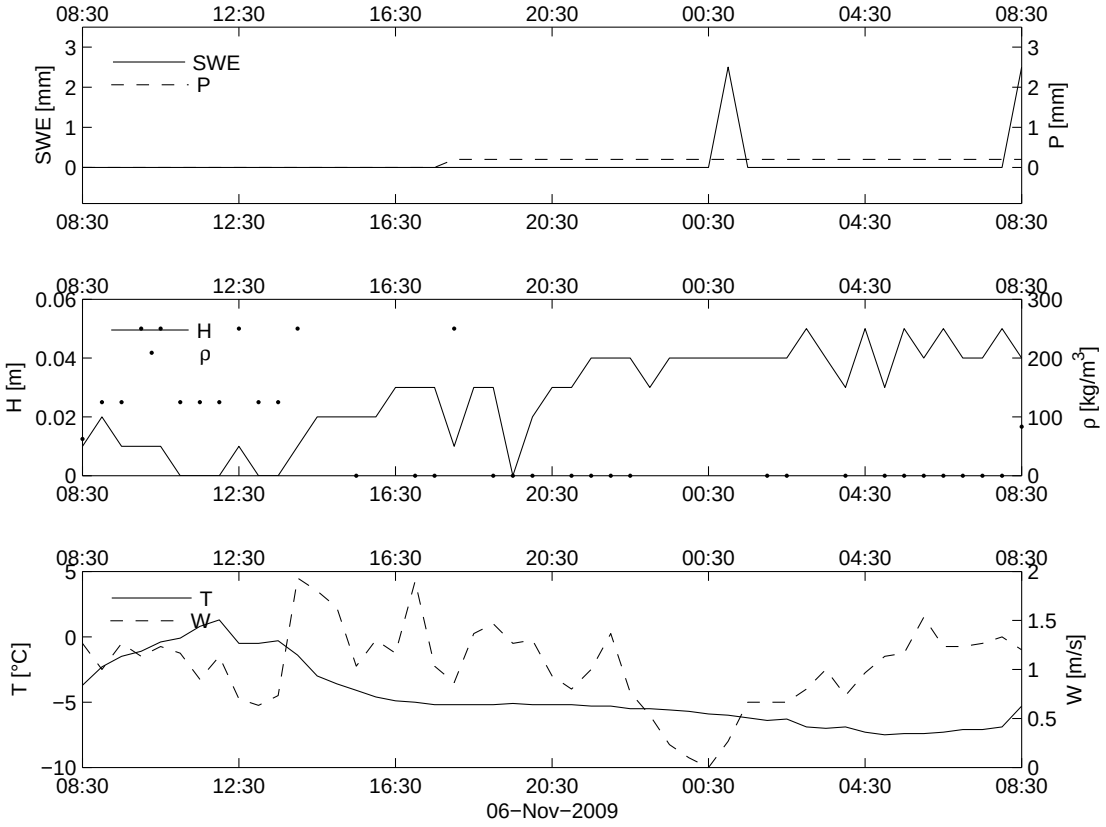

Figura 10.66: EVENTO 5

Tabella 10.66: EVENTO 5

	inizio	fine	Δ	media
SWE	25	28	3	-
P	39.5	39.7	0.2	-
H	0.10	0.13	0.03	-
ρ	-	-	-	83
T	-	-	-	-4.6
W	-	-	-	1.0

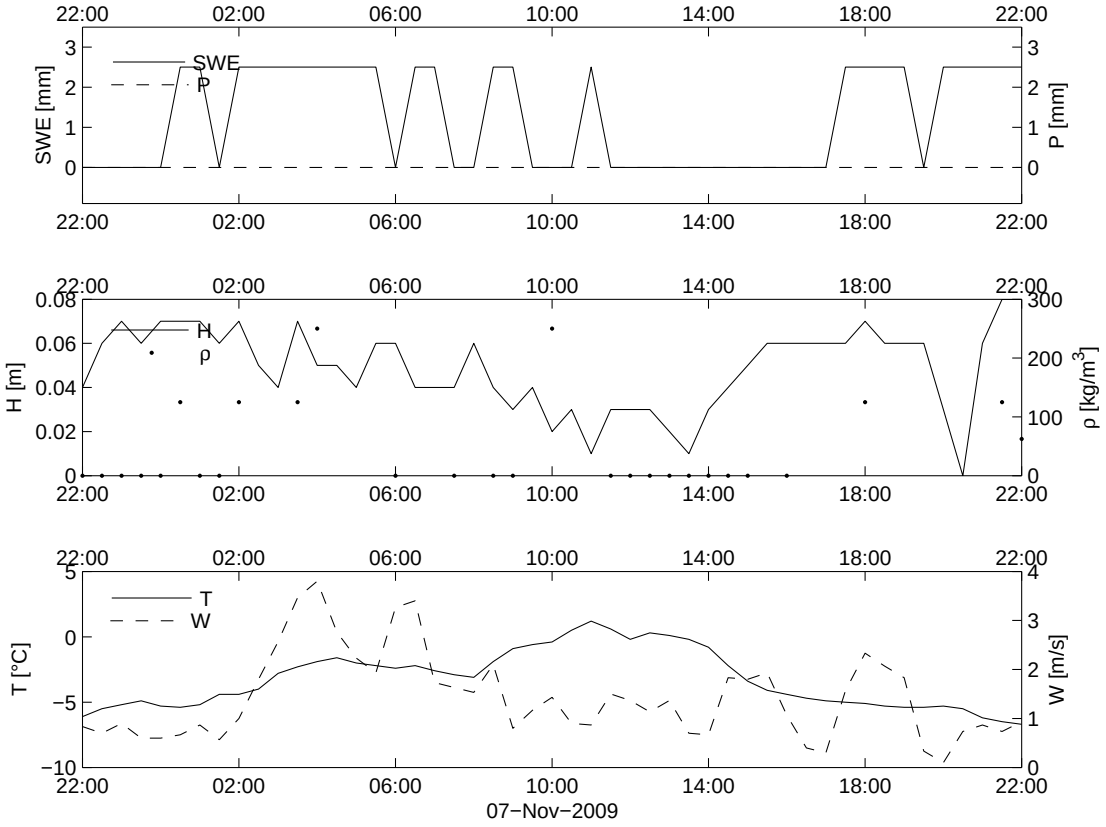

Figura 10.67: EVENTO 6

Tabella 10.67: EVENTO 6

	inizio	fine	Δ	media
SWE	25	28	3	-
P	39.7	39.7	0	-
H	0.12	0.16	0.04	-
ρ	-	-	-	63
T	-	-	-	-3.2
W	-	-	-	1.4

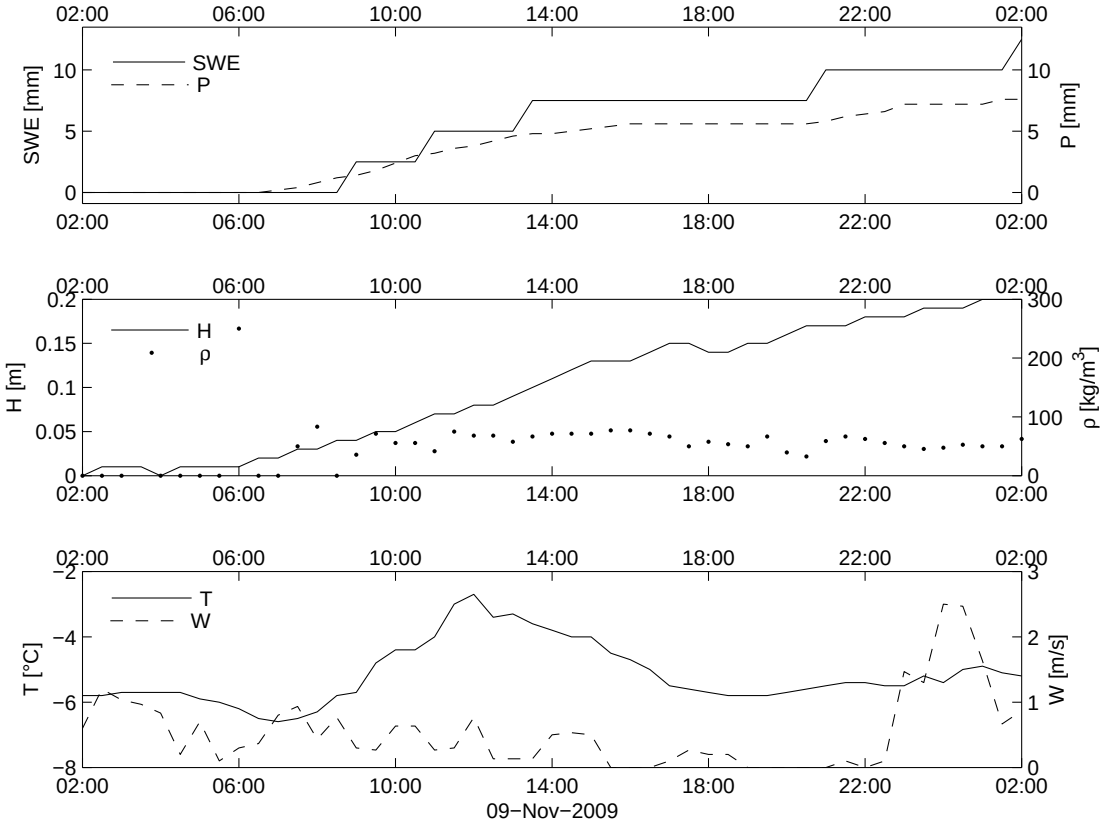

Figura 10.68: EVENTO 7

Tabella 10.68: EVENTO 7

	inizio	fine	Δ	media
SWE	28	40	12	-
P	39.7	47.3	7.6	-
H	0.14	0.34	0.20	-
ρ	-	-	-	63
T	-	-	-	-5.2
W	-	-	-	0.5

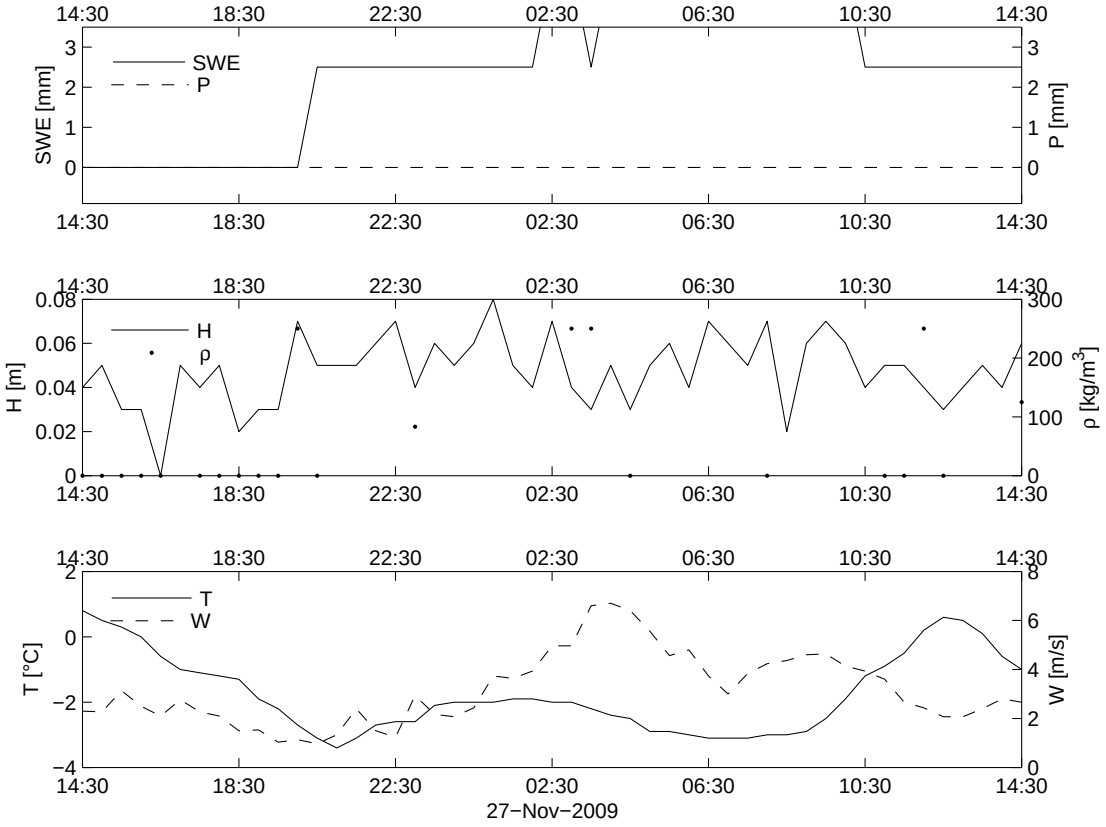

Figura 10.69: EVENTO 8

Tabella 10.69: EVENTO 8

	inizio	fine	Δ	media
SWE	28	30	2	-
P	47.9	47.9	0	-
H	0.05	0.07	0.02	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-1.7
W	-	-	-	3.2

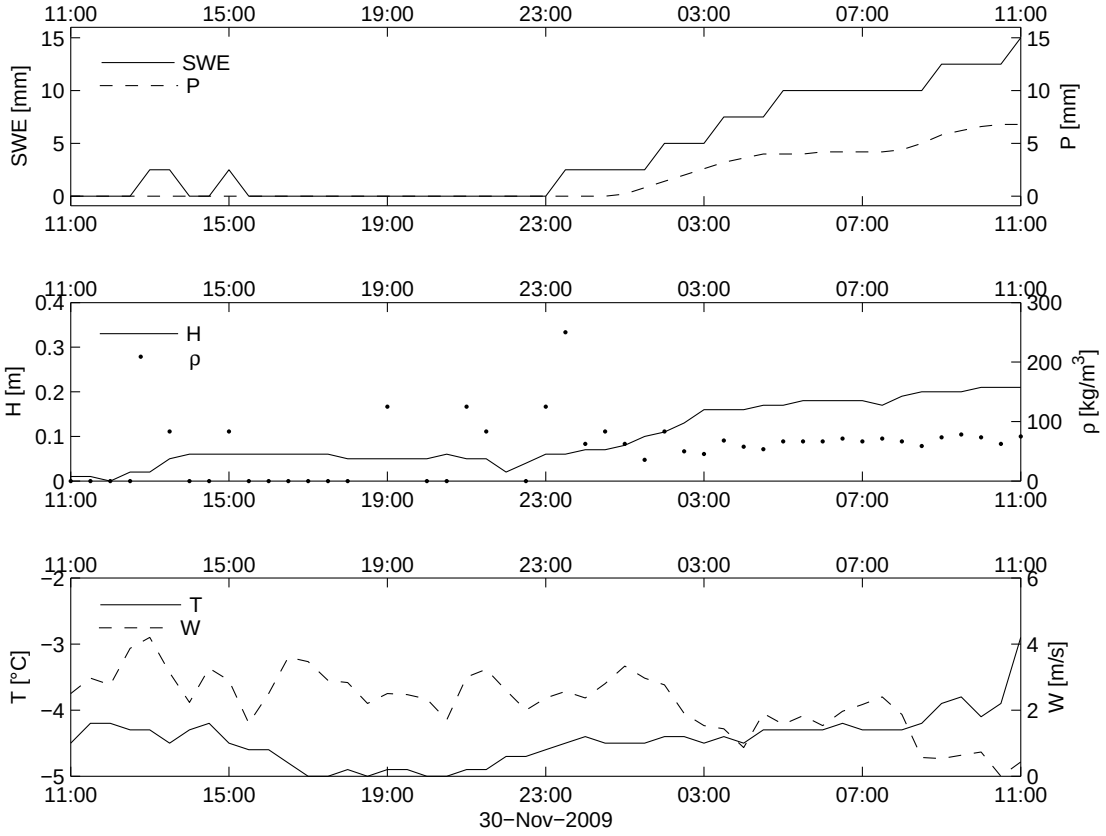

Figura 10.70: EVENTO 9

Tabella 10.70: EVENTO 9

	inizio	fine	Δ	media
SWE	30	45	15	-
P	47.9	54.7	6.8	-
H	0.04	0.24	0.20	-
ρ	-	-	-	75
T	-	-	-	-4.5
W	-	-	-	2.2

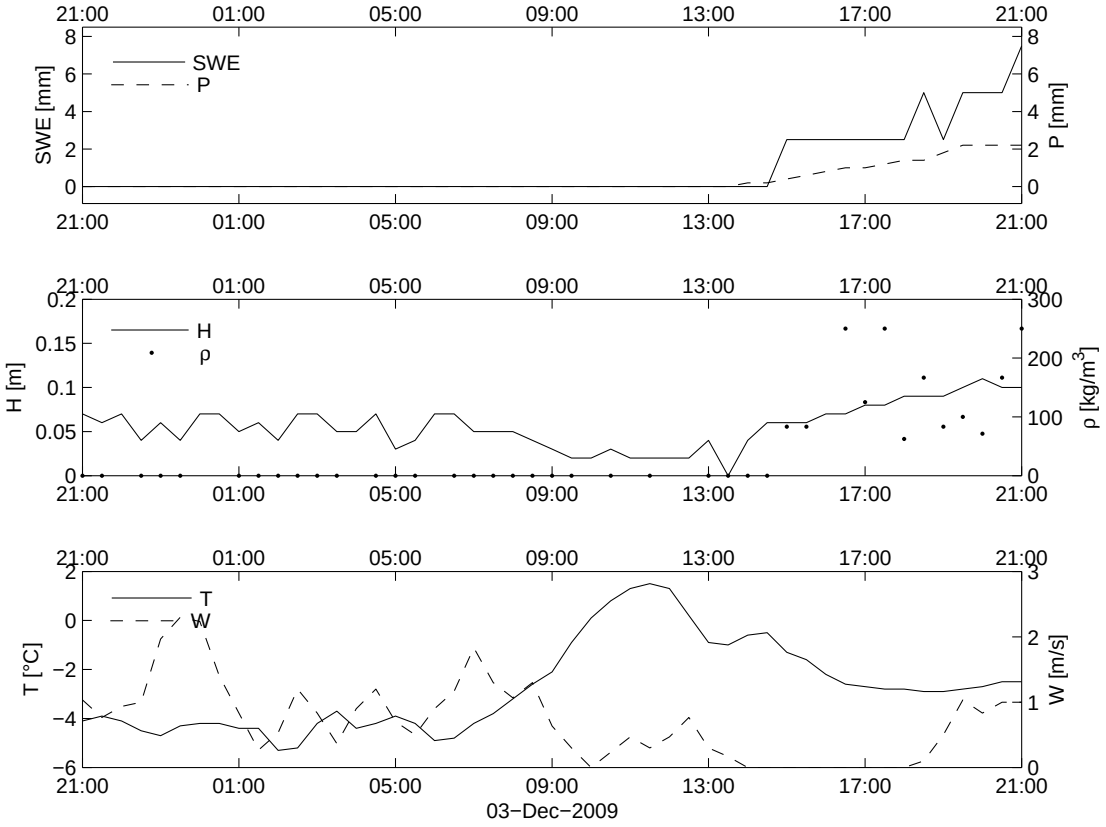

Figura 10.71: EVENTO 10

Tabella 10.71: EVENTO 10

	inizio	fine	Δ	media
SWE	45	53	8	-
P	54.7	56.9	2.2	-
H	0.23	0.26	0.03	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-2.7
W	-	-	-	0.7

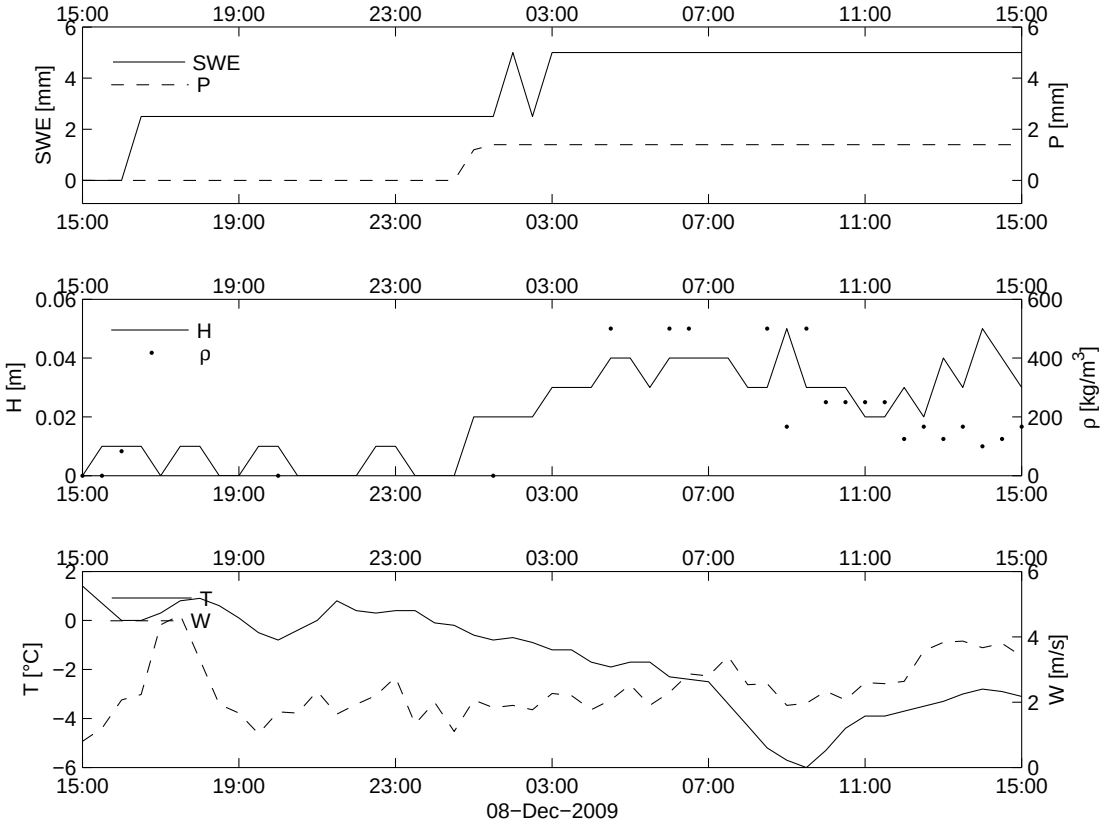

Figura 10.72: EVENTO 11

Tabella 10.72: EVENTO 11

	inizio	fine	Δ	media
SWE	50	55	5	-
P	56.9	58.3	1.4	-
H	0.20	0.23	0.03	-
ρ	-	-	-	167
T	-	-	-	-1.6
W	-	-	-	2.4

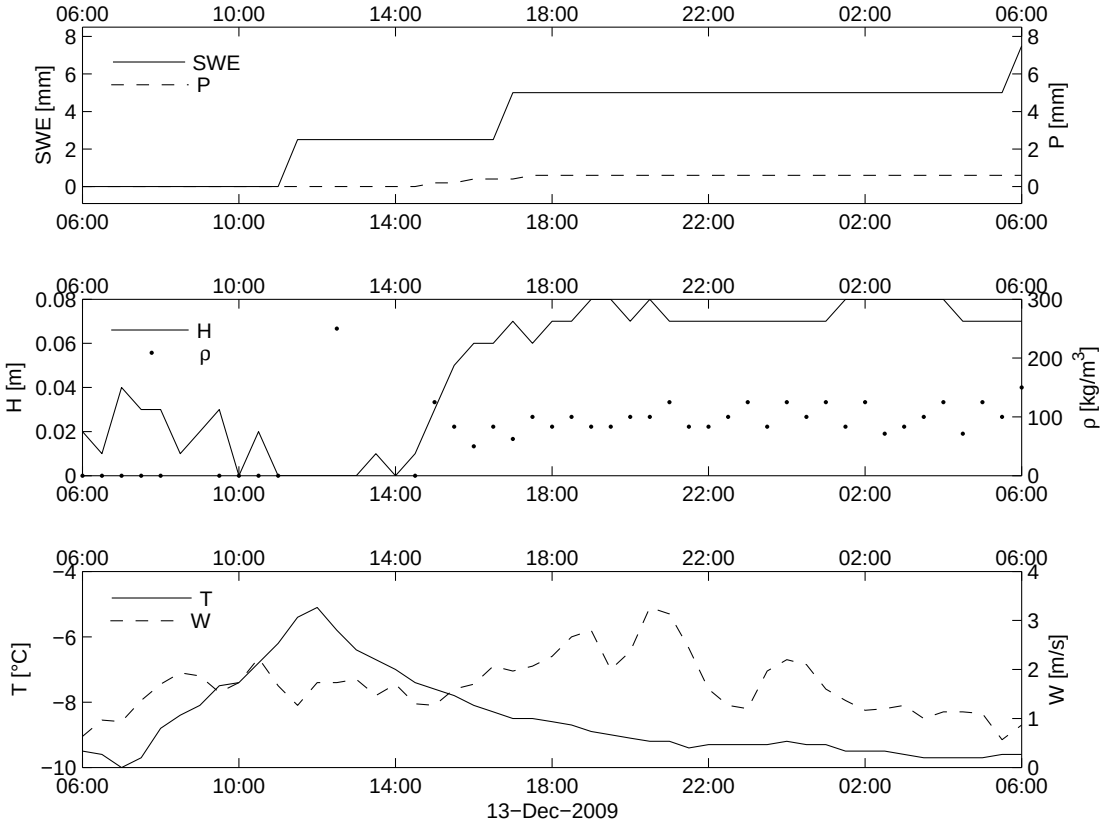

Figura 10.73: EVENTO 12

Tabella 10.73: EVENTO 12

	inizio	fine	Δ	media
SWE	53	60	7	-
P	58.3	58.9	0.6	-
H	0.23	0.28	0.05	-
ρ	-	-	-	150
T	-	-	-	-8.5
W	-	-	-	1.7

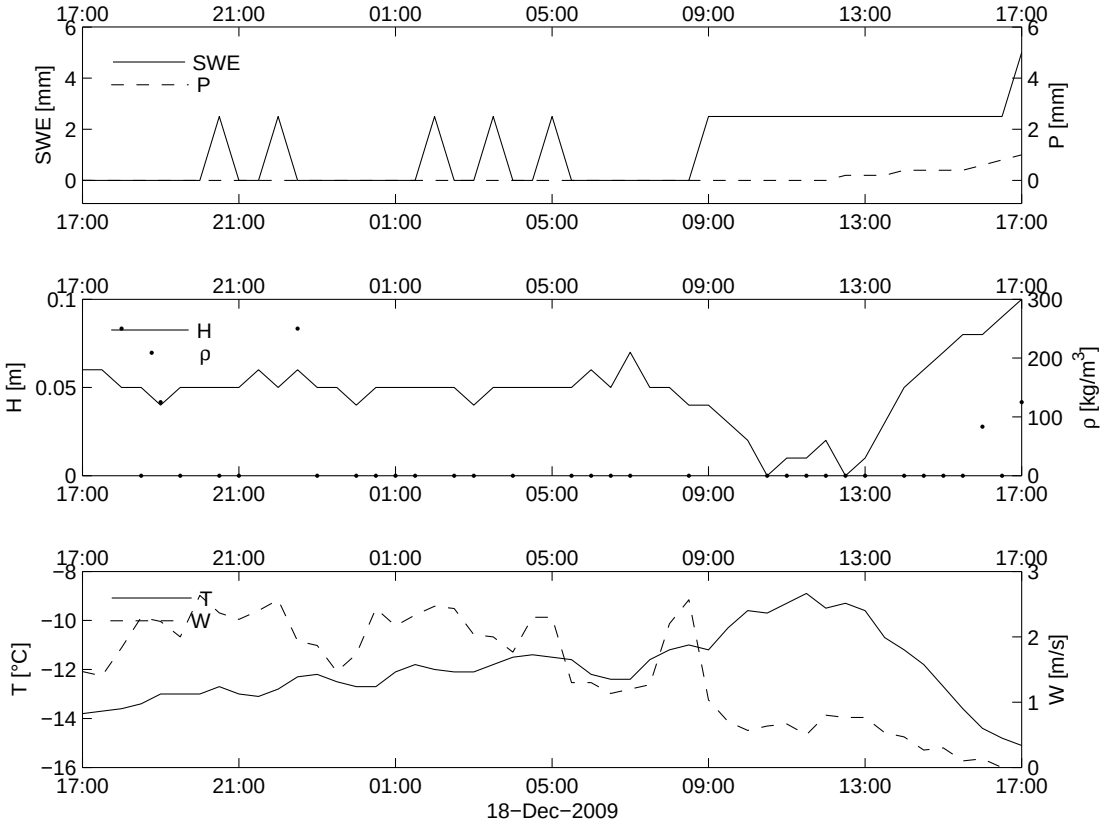

Figura 10.74: EVENTO 13

Tabella 10.74: EVENTO 13

	inizio	fine	Δ	media
SWE	60	65	5	-
P	60.1	61.1	1	-
H	0.32	0.36	0.04	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-12.0
W	-	-	-	1.5

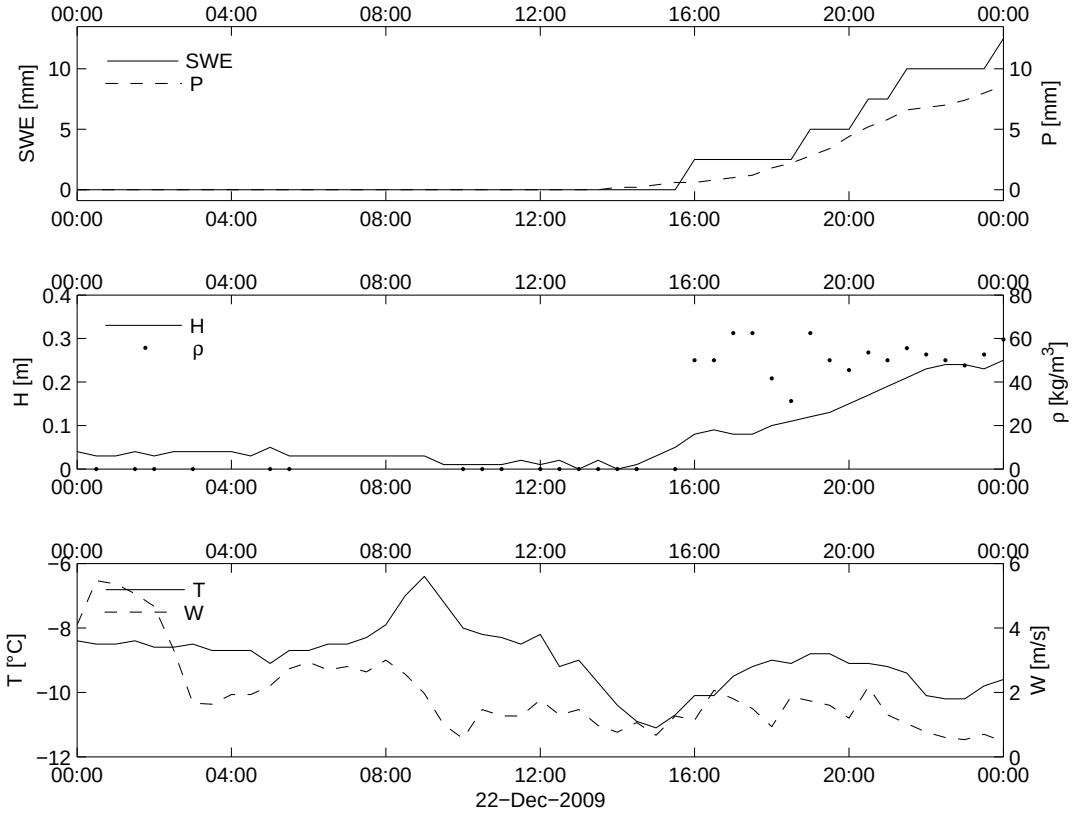

Figura 10.75: EVENTO 14

Tabella 10.75: EVENTO 14

	inizio	fine	Δ	media
SWE	65	78	13	-
P	61.1	69.7	8.6	-
H	0.33	0.54	0.21	-
ρ	-	-	-	60
T	-	-	-	-9.0
W	-	-	-	1.9

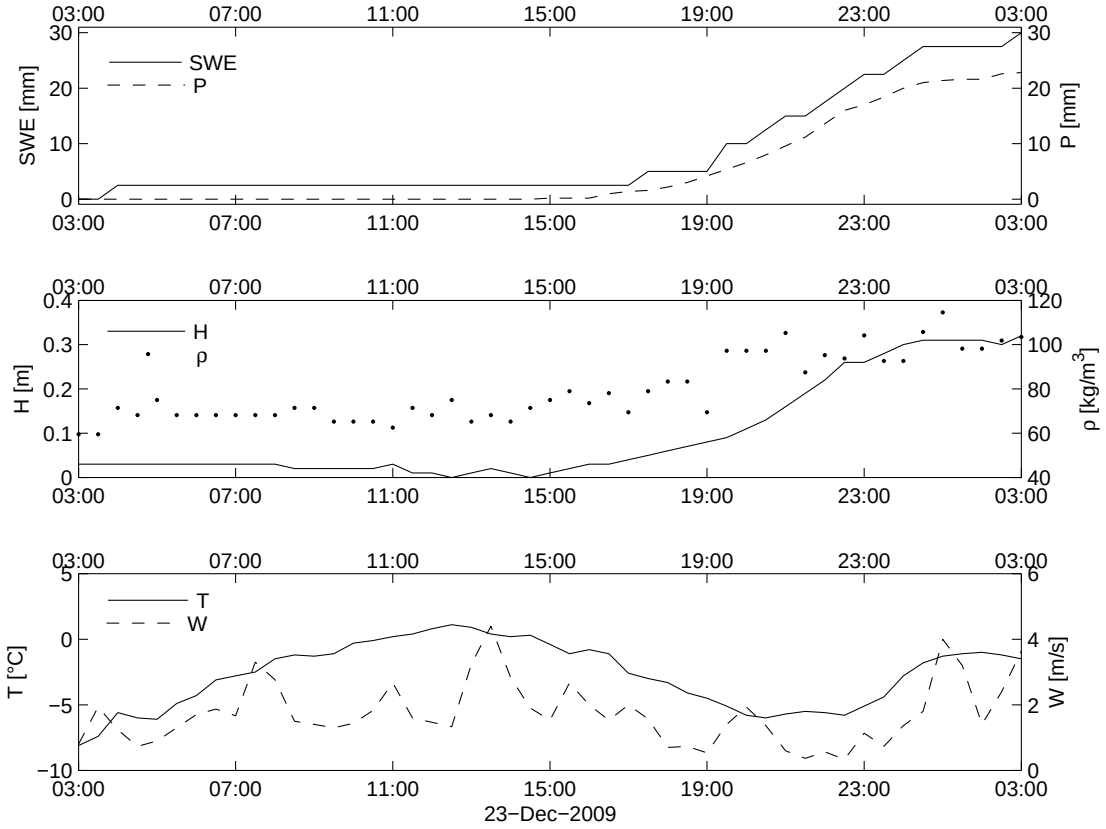

Figura 10.76: EVENTO 15

Tabella 10.76: EVENTO 15

	inizio	fine	Δ	media
SWE	78	108	30	-
P	70.3	93.1	22.8	-
H	0.54	0.83	0.29	-
ρ	-	-	-	103
T	-	-	-	-2.7
W	-	-	-	1.7

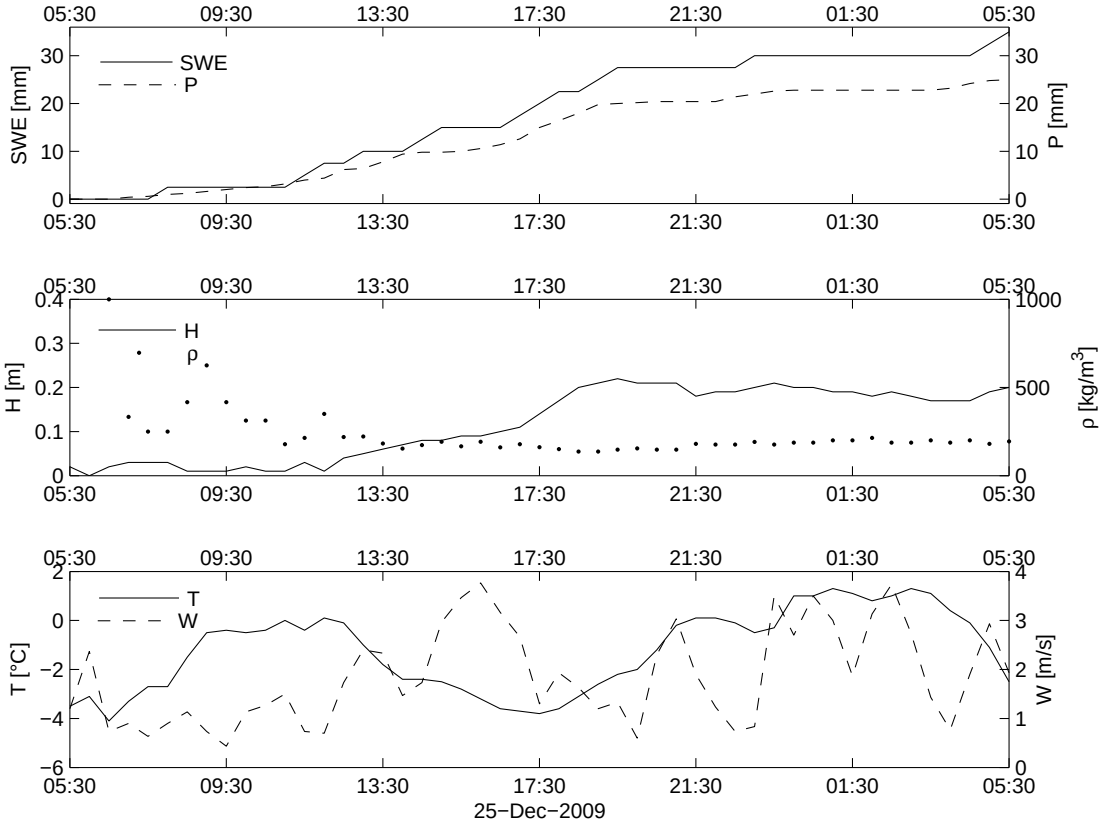

Figura 10.77: EVENTO 16

Tabella 10.77: EVENTO 16

	inizio	fine	Δ	media
SWE	118	153	35	-
P	97.5	122.5	25	-
H	0.83	1.01	0.18	-
ρ	-	-	-	194
T	-	-	-	-1.2
W	-	-	-	1.9

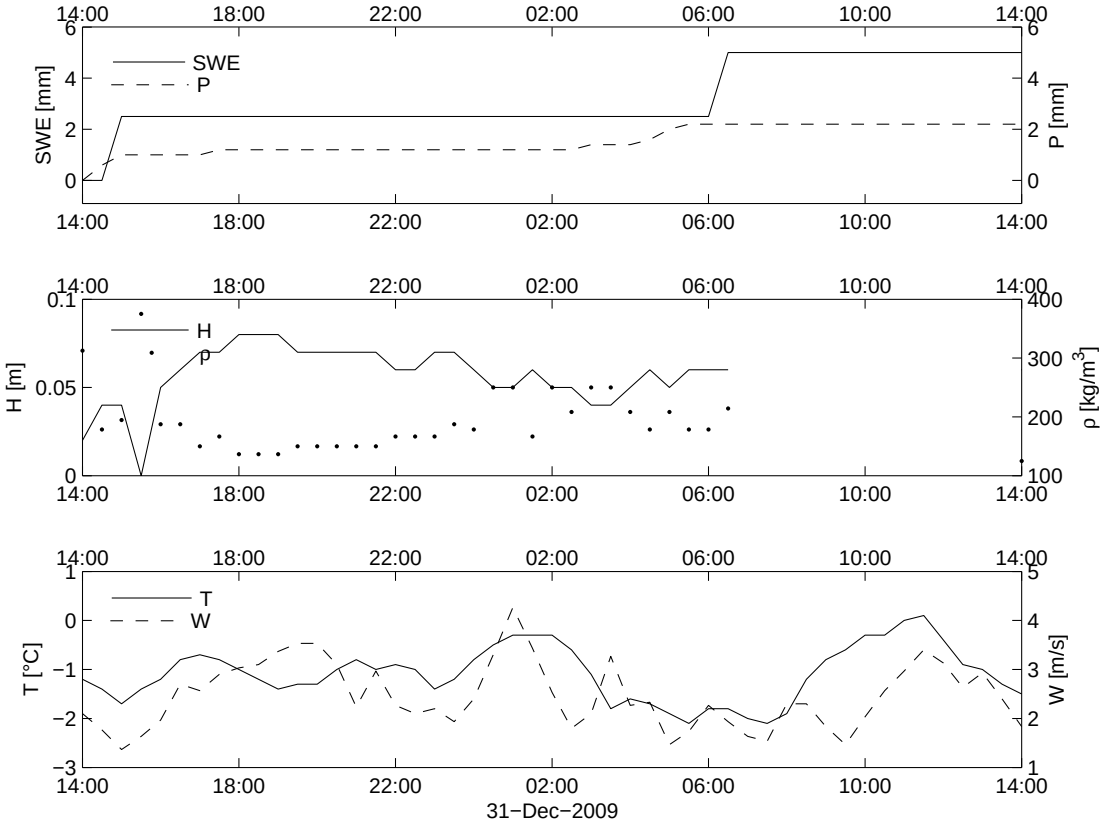

Figura 10.78: EVENTO 17

Tabella 10.78: EVENTO 17

	inizio	fine	Δ	media
SWE	165	170	5	-
P	133.3	135.5	2.2	-
H	0.85	0.89	0.04	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-1.1
W	-	-	-	2.5

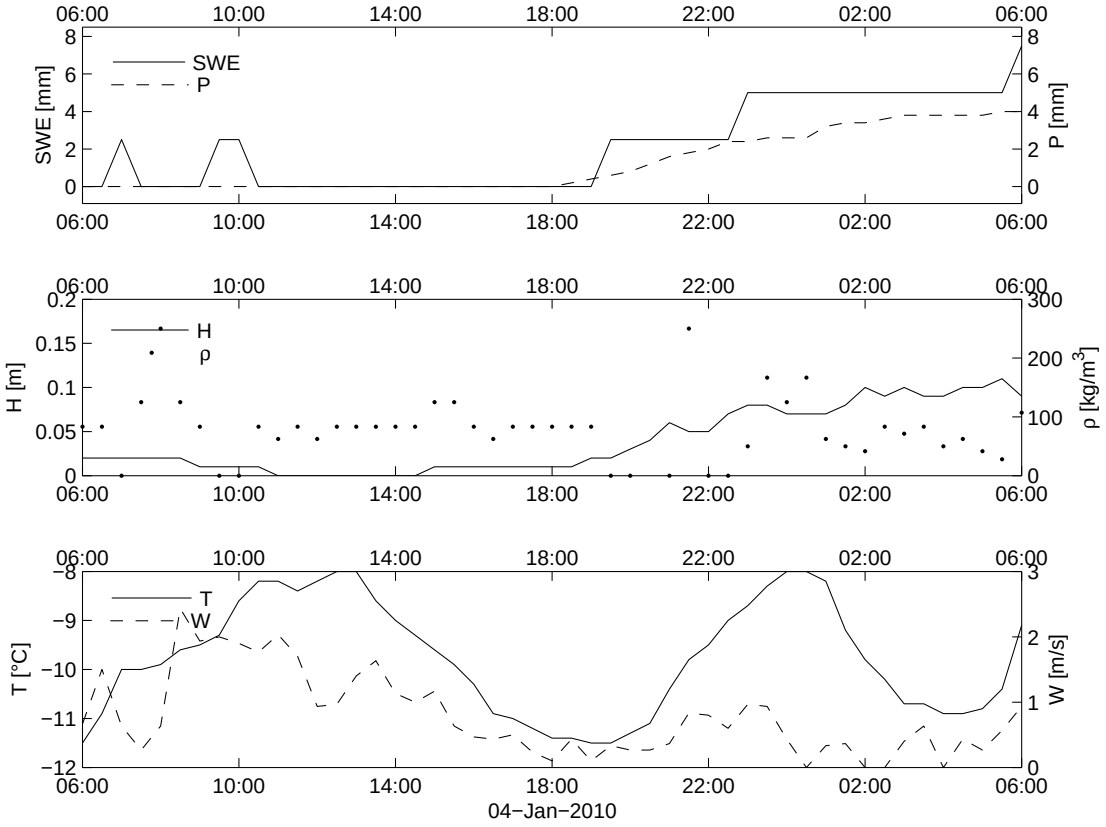

Figura 10.79: EVENTO 18

Tabella 10.79: EVENTO 18

	inizio	fine	Δ	media
SWE	168	175	7	-
P	135.5	139.5	4	-
H	0.82	0.89	0.07	-
ρ	-	-	-	107
T	-	-	-	-9.8
W	-	-	-	0.8

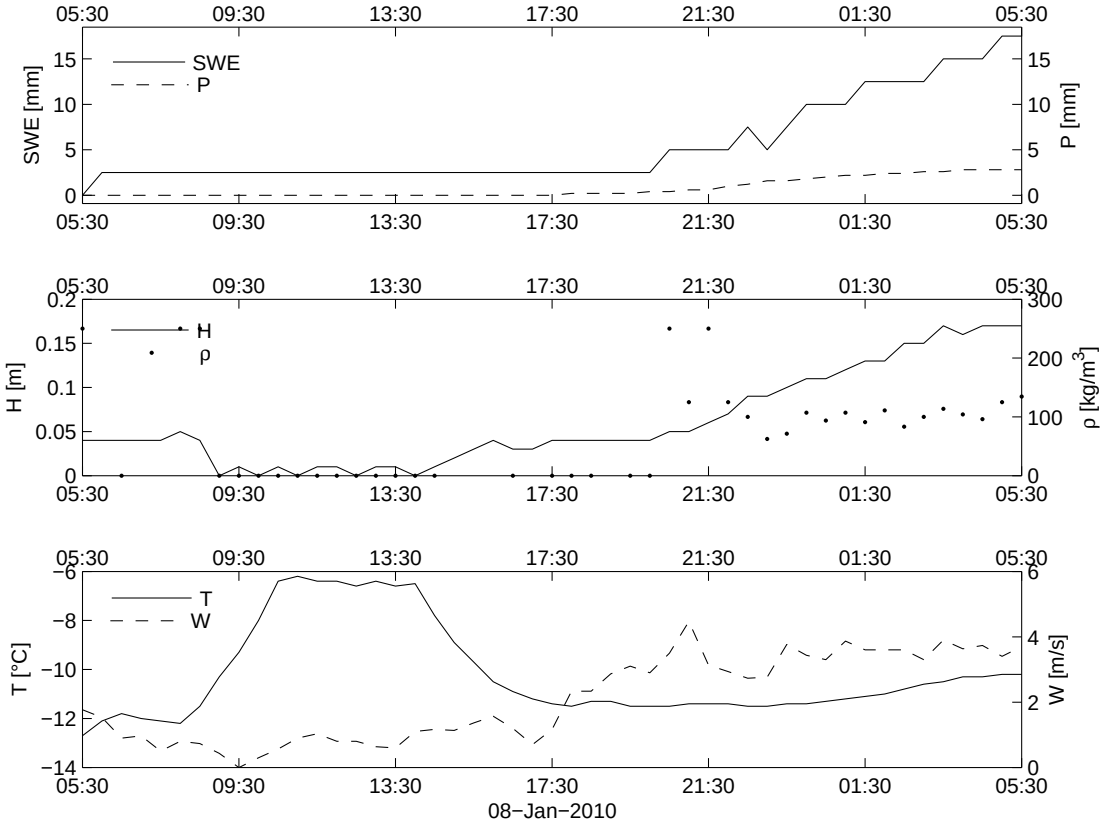

Figura 10.80: EVENTO 19

Tabella 10.80: EVENTO 19

	inizio	fine	Δ	media
SWE	173	190	17	-
P	139.7	142.5	2.8	-
H	0.84	0.97	0.13	-
ρ	-	-	-	135
T	-	-	-	-10.2
W	-	-	-	2.1

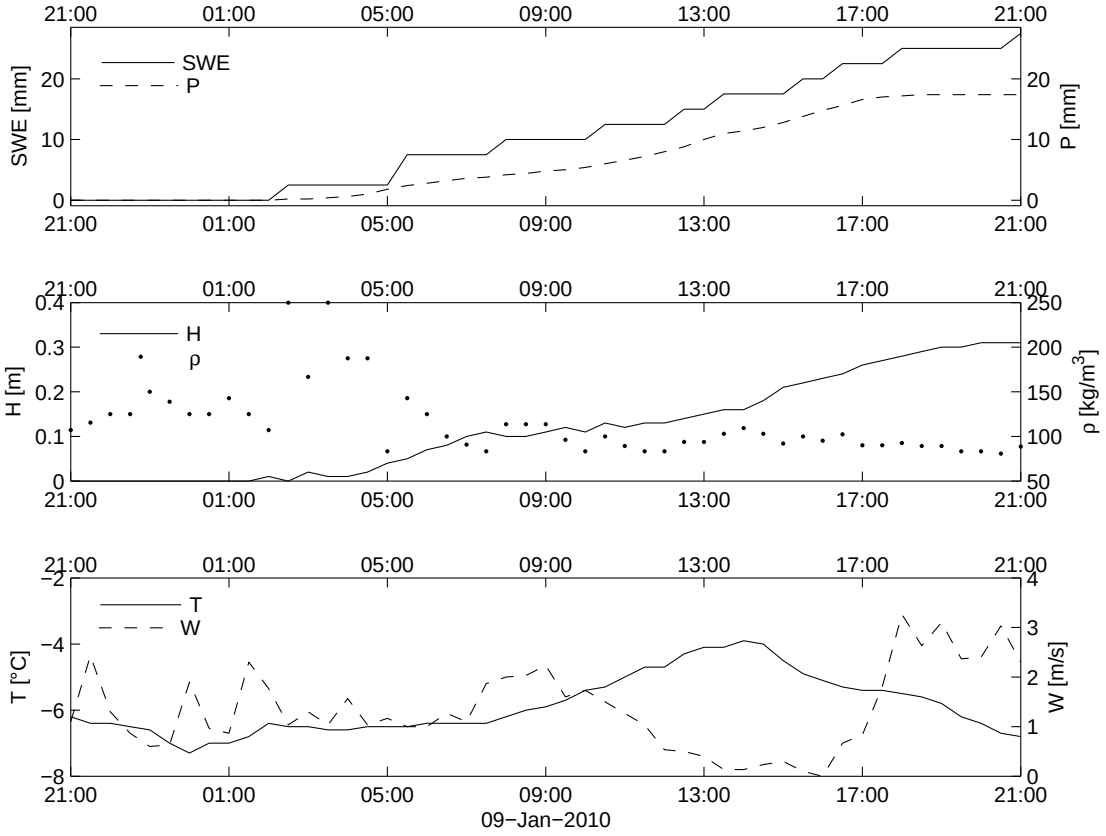

Figura 10.81: EVENTO 20

Tabella 10.81: EVENTO 20

	inizio	fine	Δ	media
SWE	193	220	27	-
P	143.1	160.5	17.4	-
H	0.99	1.30	0.31	-
ρ	-	-	-	89
T	-	-	-	-5.9
W	-	-	-	1.4

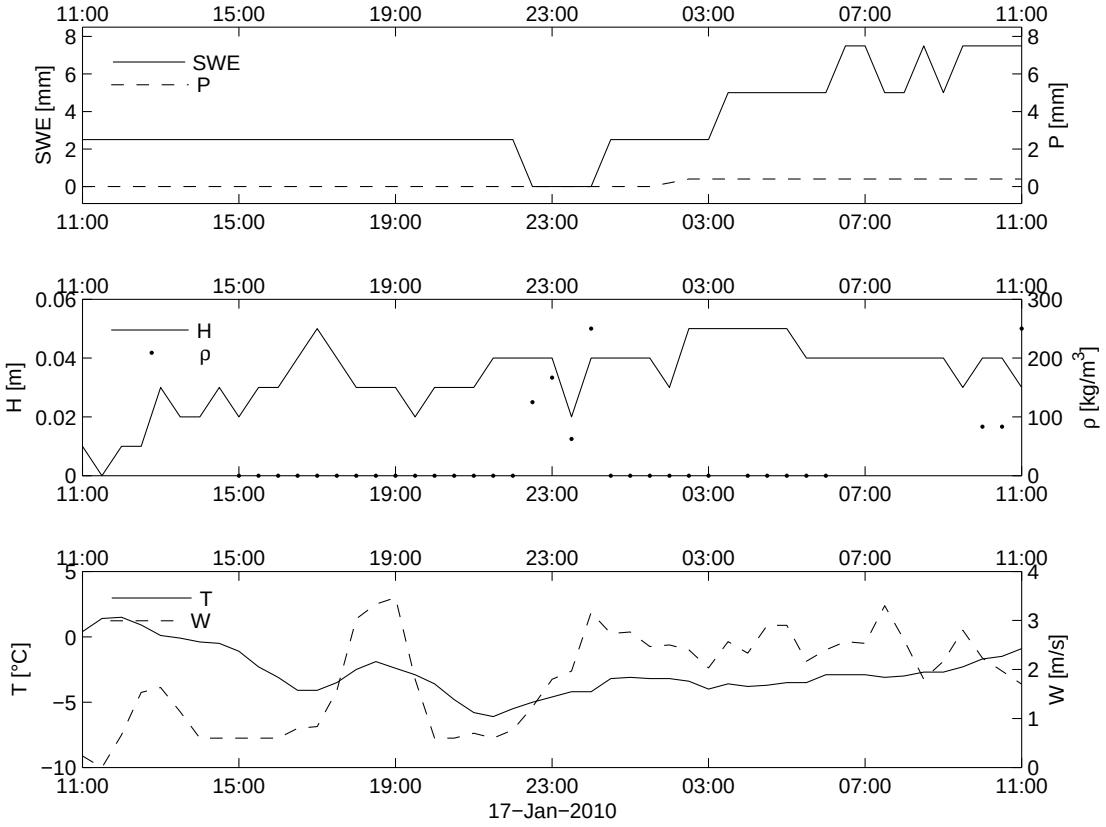

Figura 10.82: EVENTO 21

Tabella 10.82: EVENTO 21

	inizio	fine	Δ	media
SWE	225	230	5	-
P	161.9	162.3	0.4	-
H	1.06	1.08	0.02	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-2.7
W	-	-	-	1.8

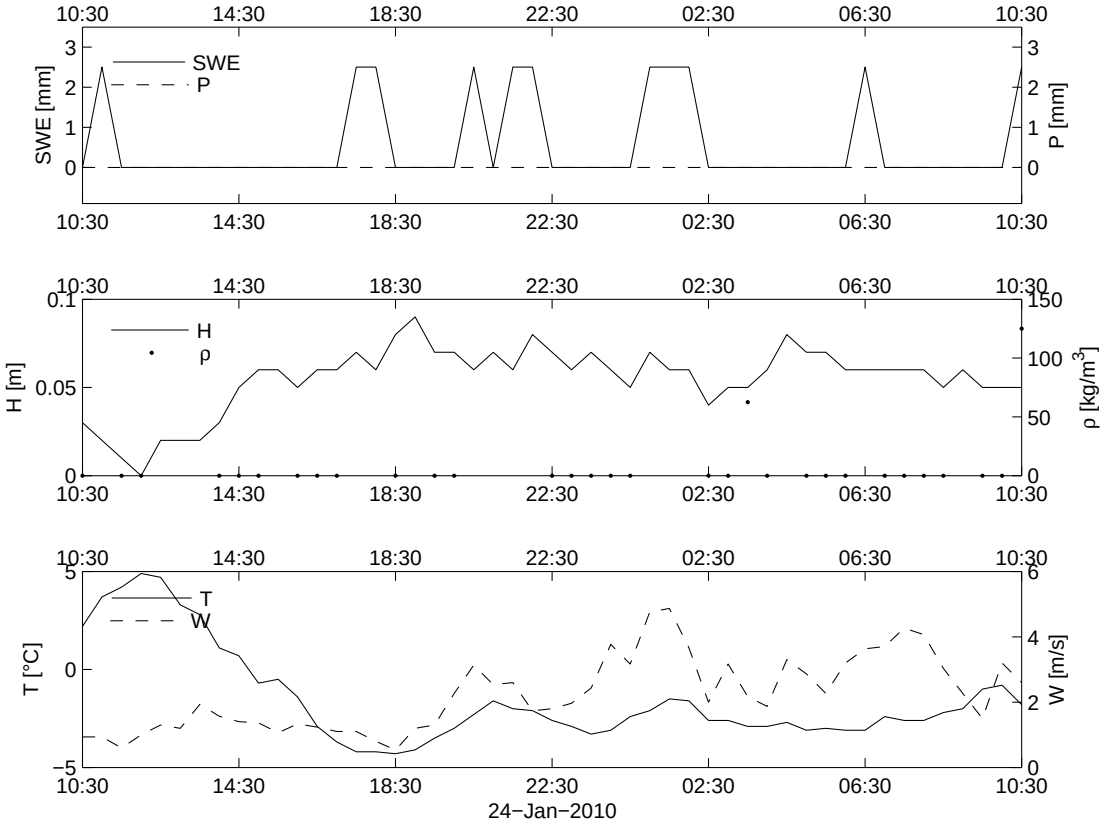

Figura 10.83: EVENTO 22

Tabella 10.83: EVENTO 22

	inizio	fine	Δ	media
SWE	230	233	3	-
P	162.3	162.3	0	-
H	0.94	0.96	0.02	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-1.5
W	-	-	-	2.2

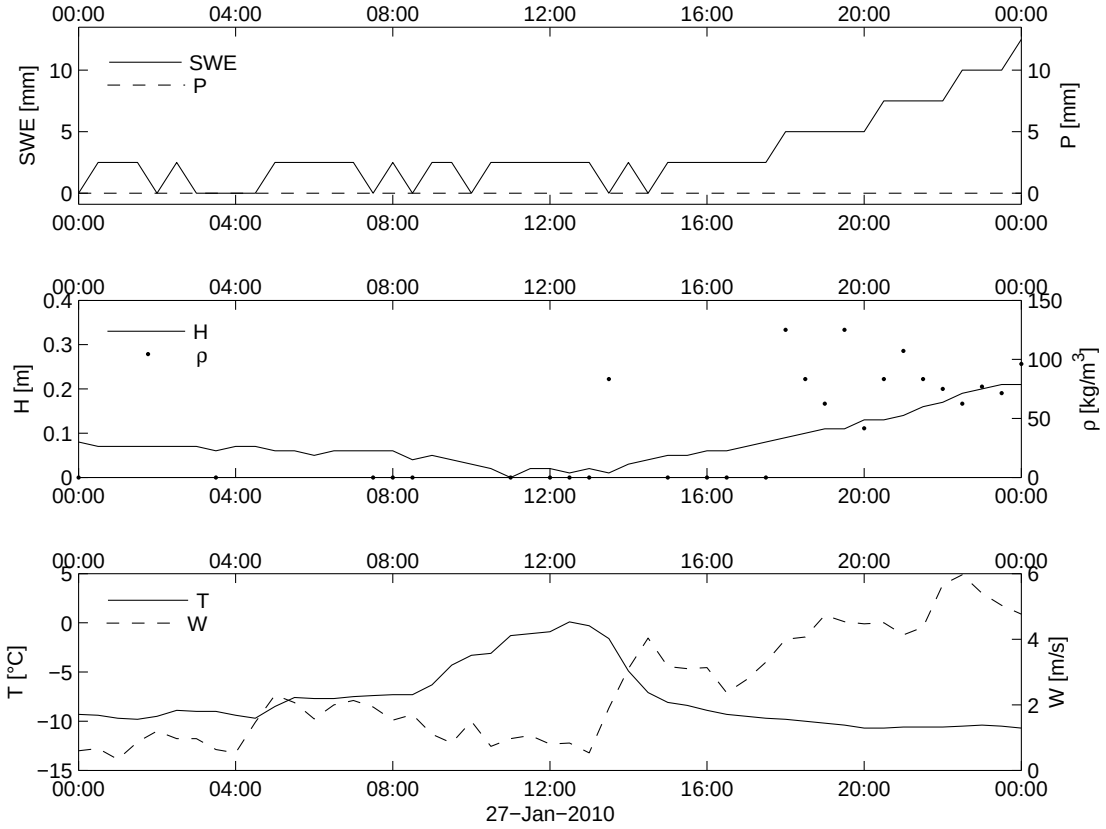

Figura 10.84: EVENTO 23

Tabella 10.84: EVENTO 23

	inizio	fine	Δ	media
SWE	230	243	13	-
P	162.3	162.3	0	-
H	0.98	1.11	0.13	-
ρ	-	-	-	96
T	-	-	-	-7.7
W	-	-	-	2.5

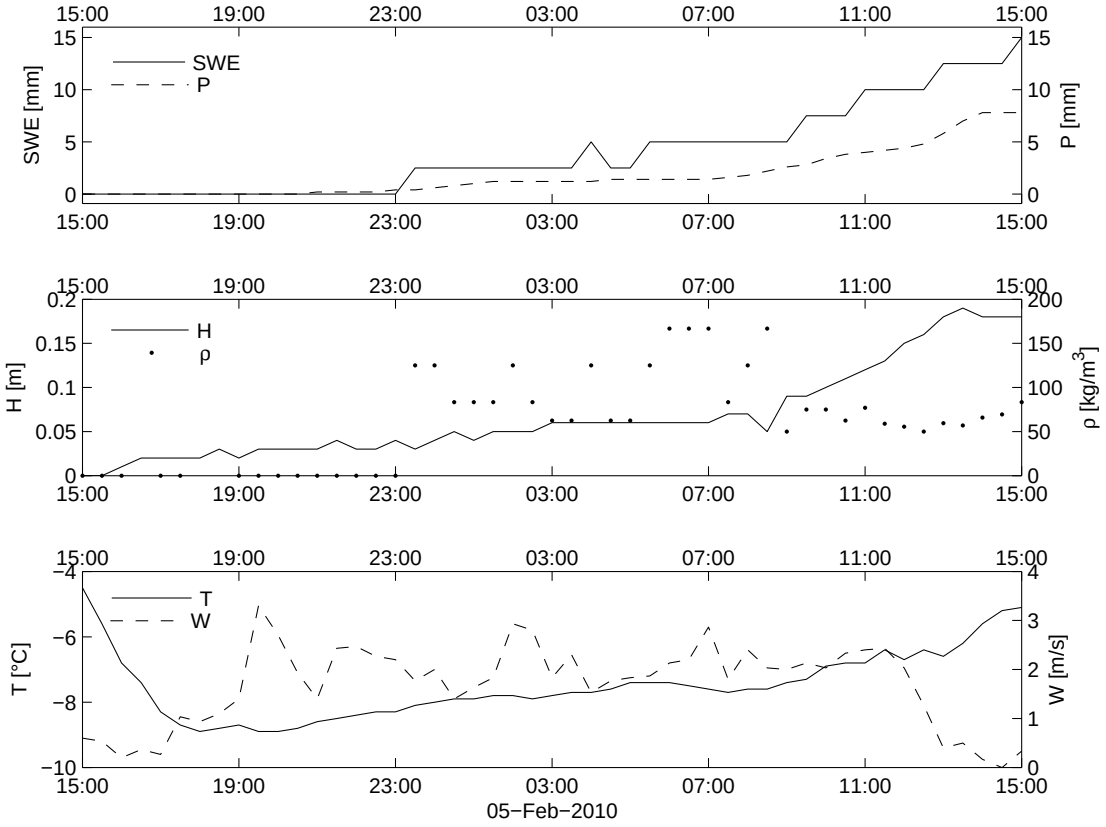

Figura 10.85: EVENTO 24

Tabella 10.85: EVENTO 24

	inizio	fine	Δ	media
SWE	240	255	15	-
P	162.5	170.3	7.8	-
H	0.93	1.11	0.18	-
ρ	-	-	-	83
T	-	-	-	-7.5
W	-	-	-	1.7

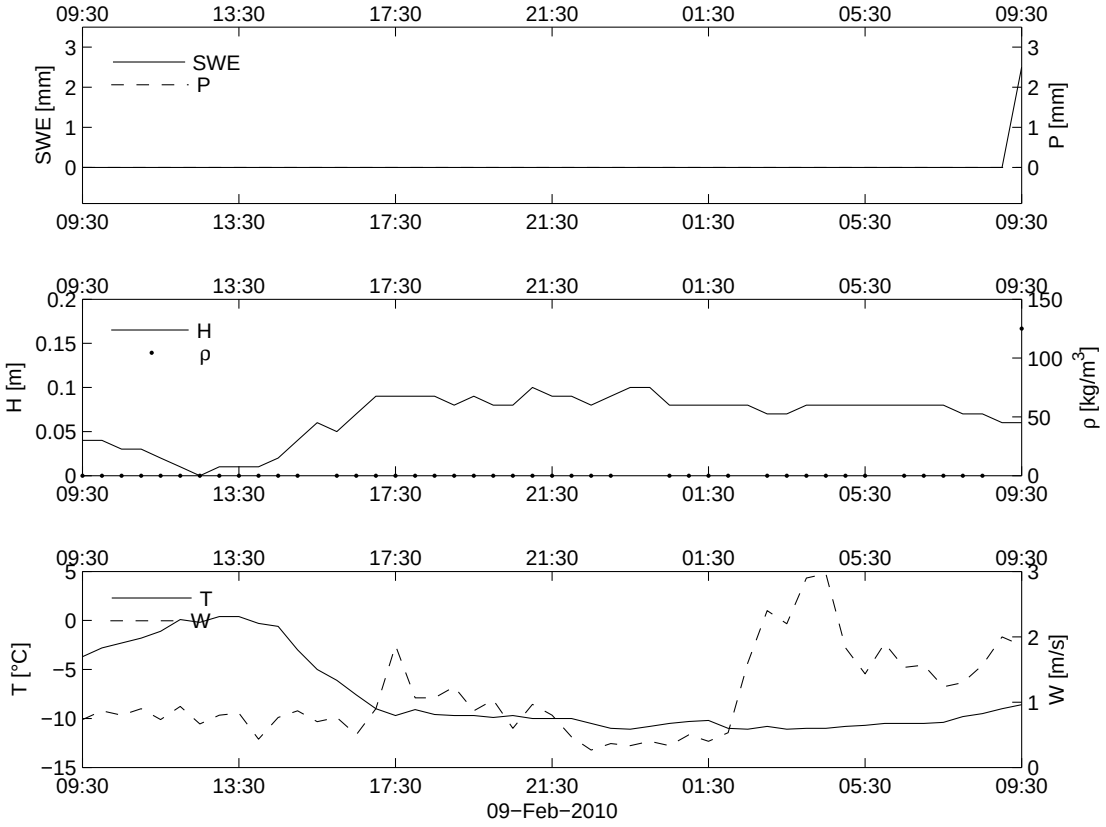

Figura 10.86: EVENTO 25

Tabella 10.86: EVENTO 25

	inizio	fine	Δ	media
SWE	253	255	2	-
P	170.7	170.7	0	-
H	1.00	1.02	0.02	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-7.8
W	-	-	-	1.1

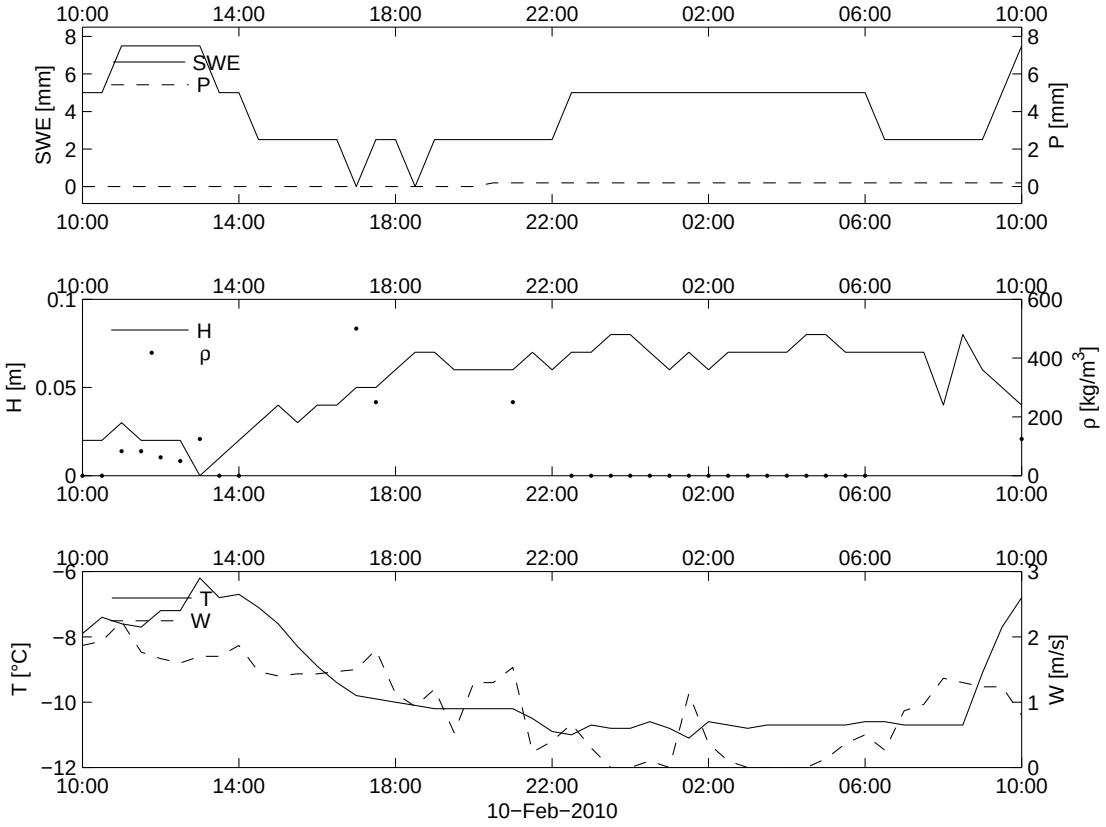

Figura 10.87: EVENTO 26

Tabella 10.87: EVENTO 26

	inizio	fine	Δ	media
SWE	253	255	2	-
P	170.7	170.9	0.2	-
H	1.01	1.03	0.02	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-9.5
W	-	-	-	1.0

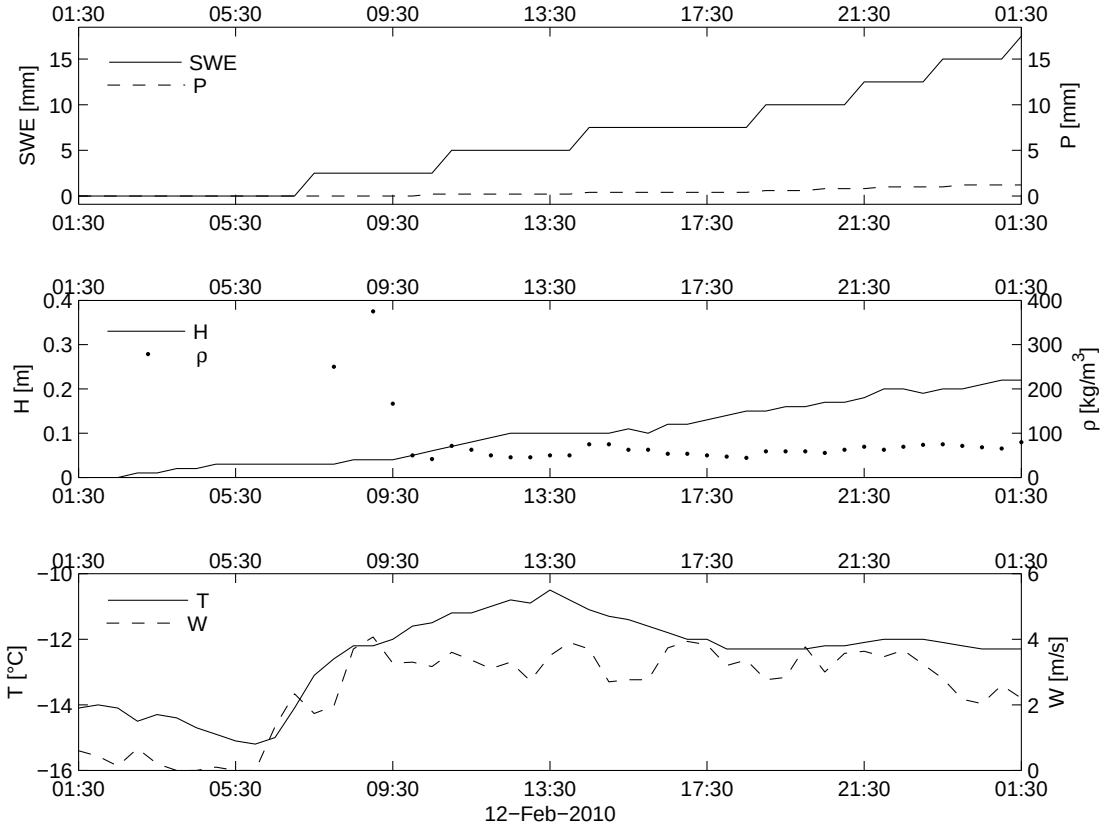

Figura 10.88: EVENTO 27

Tabella 10.88: EVENTO 27

	inizio	fine	Δ	media
SWE	255	273	18	-
P	170.9	172.1	1.2	-
H	1.03	1.25	0.22	-
ρ	-	-	-	80
T	-	-	-	-12.5
W	-	-	-	2.5

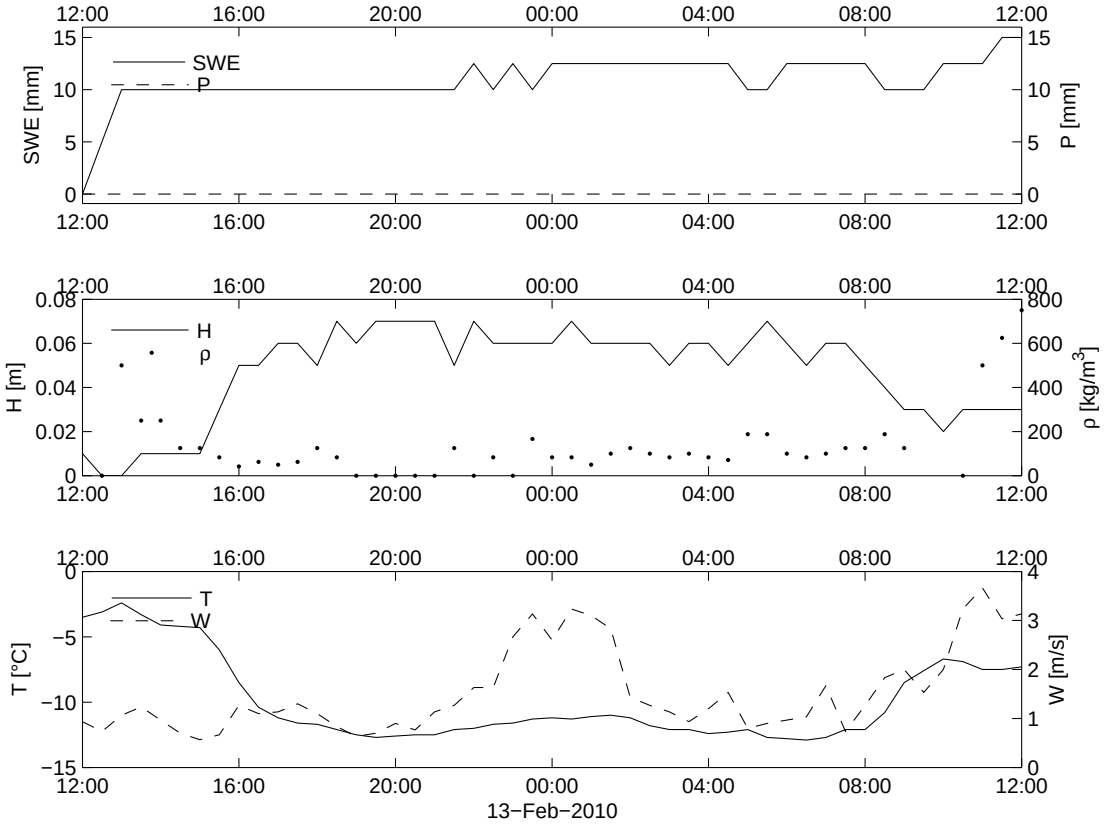

Figura 10.89: EVENTO 28

Tabella 10.89: EVENTO 28

	inizio	fine	Δ	media
SWE	255	270	15	-
P	172.1	172.1	0	-
H	1.15	1.17	0.02	-
ρ	-	-	-	750
T	-	-	-	-9.9
W	-	-	-	1.5

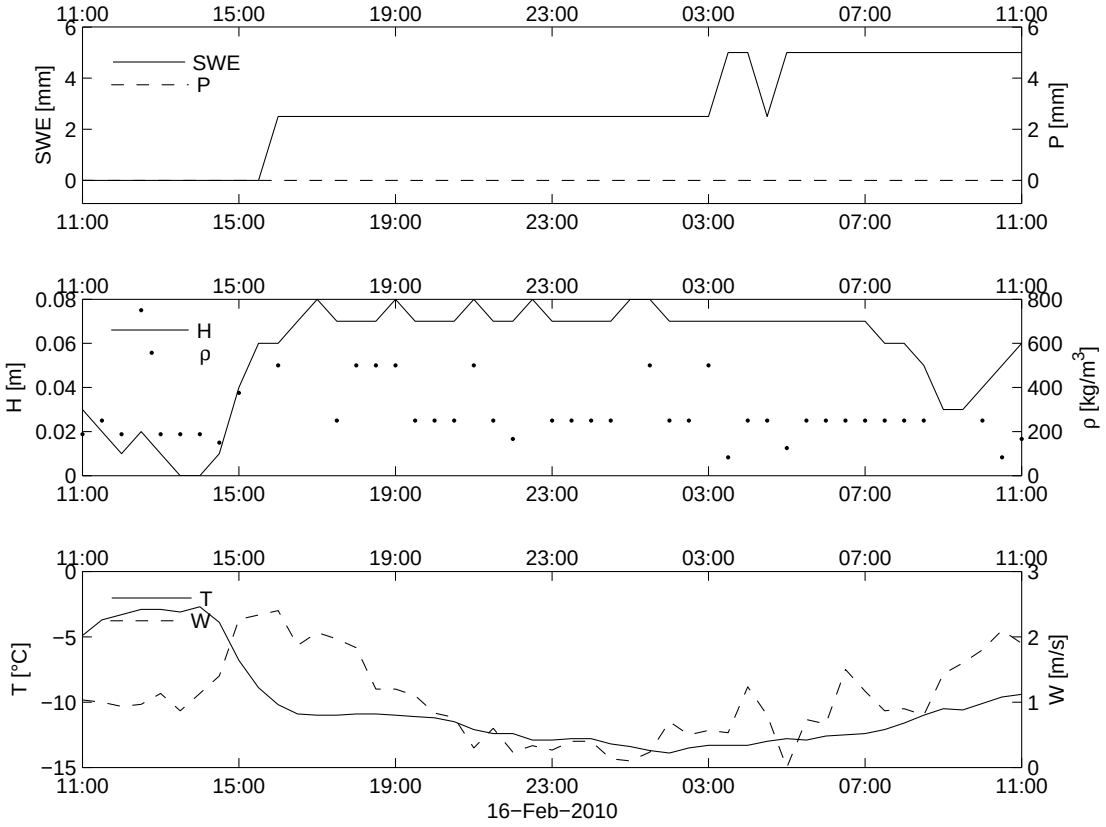

Figura 10.90: EVENTO 29

Tabella 10.90: EVENTO 29

	inizio	fine	Δ	media
SWE	265	270	5	-
P	172.1	172.1	0	-
H	1.10	1.13	0.03	-
ρ	-	-	-	167
T	-	-	-	-10.4
W	-	-	-	1.0

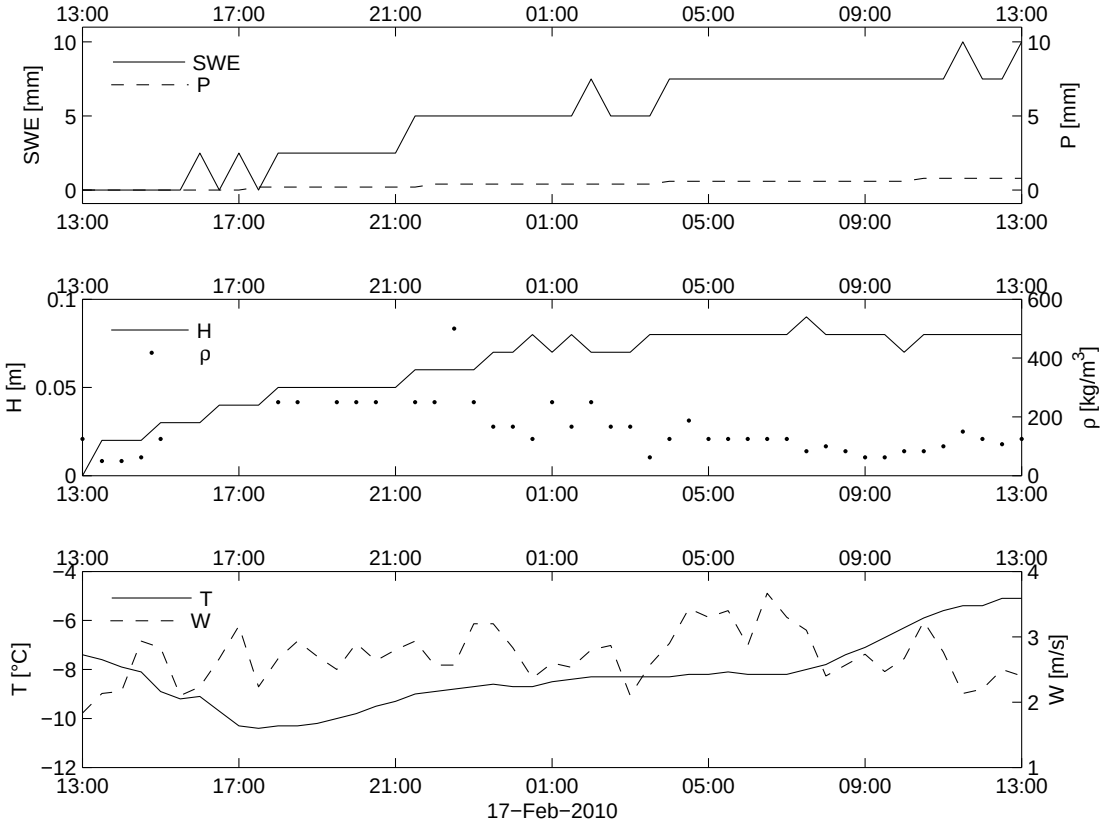

Figura 10.91: EVENTO 30

Tabella 10.91: EVENTO 30

	inizio	fine	Δ	media
SWE	268	278	10	-
P	172.1	172.9	0.8	-
H	1.10	1.18	0.08	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-8.2
W	-	-	-	2.7

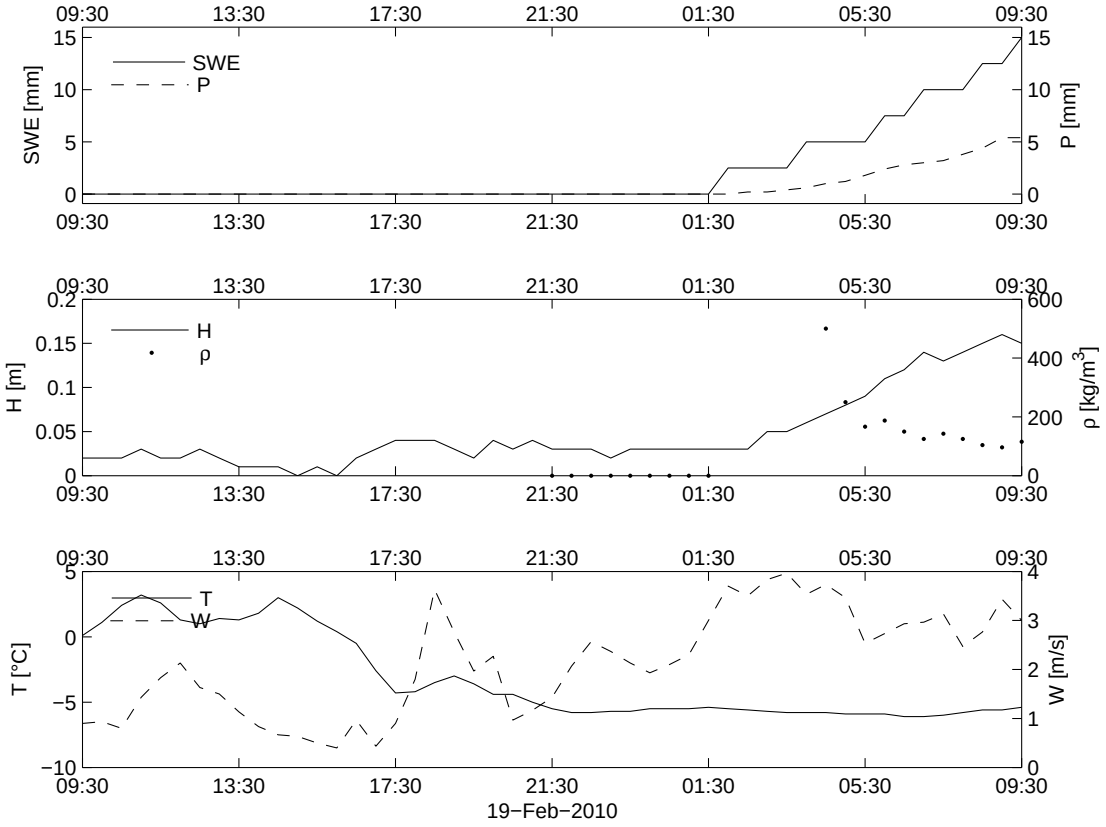

Figura 10.92: EVENTO 31

Tabella 10.92: EVENTO 31

	inizio	fine	Δ	media
SWE	283	298	15	-
P	173.5	178.9	5.4	-
H	1.17	1.30	0.13	-
ρ	-	-	-	115
T	-	-	-	-3.2
W	-	-	-	2.1

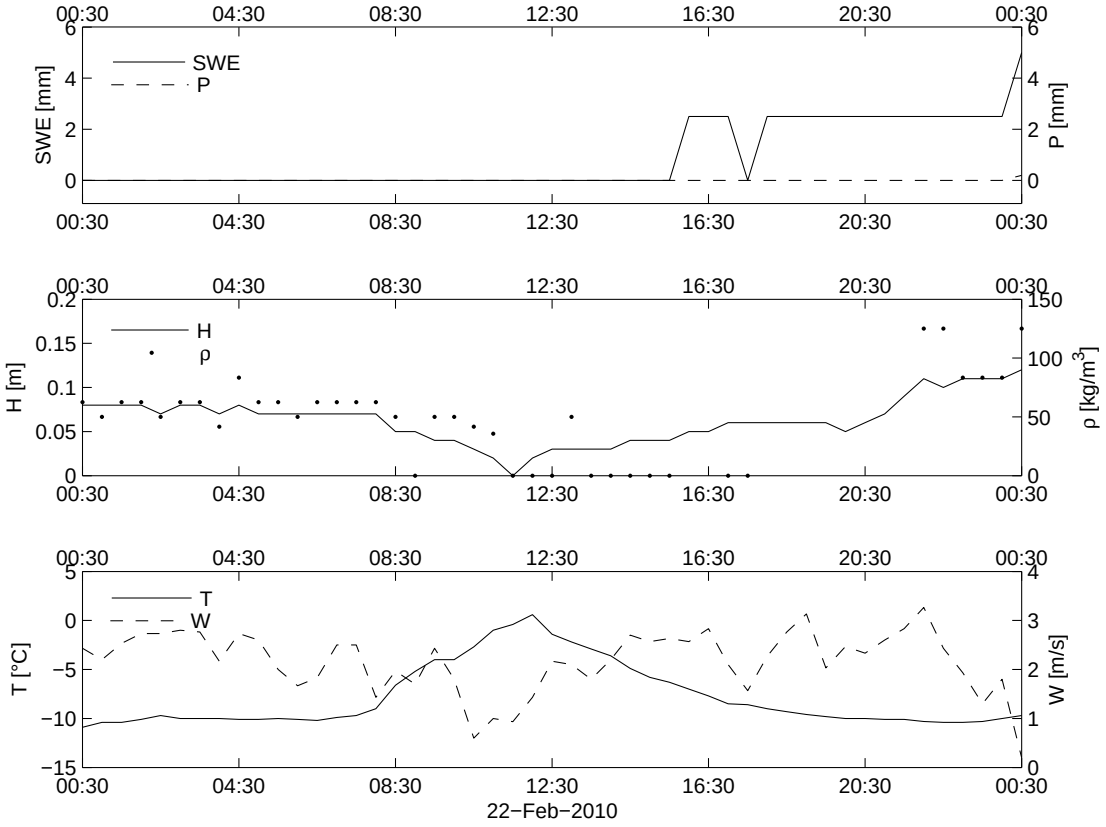

Figura 10.93: EVENTO 32

Tabella 10.93: EVENTO 32

	inizio	fine	Δ	media
SWE	295	300	5	-
P	179.1	179.3	0.2	-
H	1.26	1.30	0.04	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-7.8
W	-	-	-	2.2

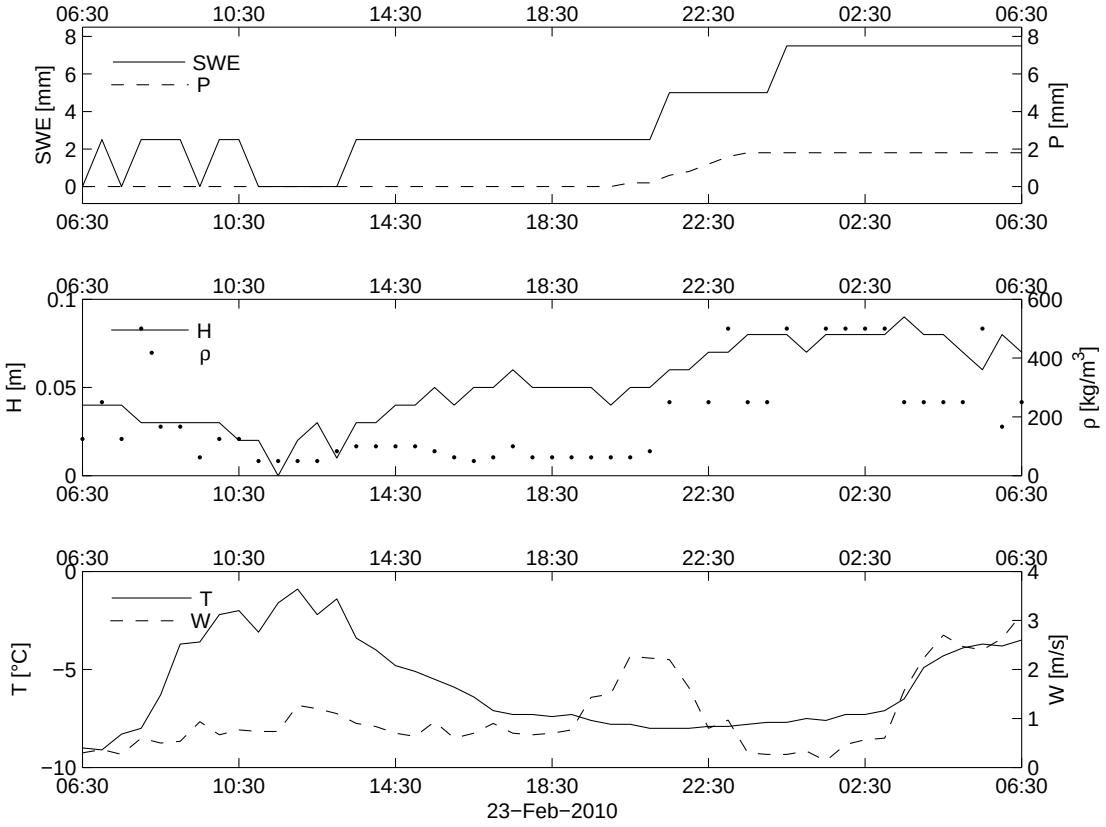

Figura 10.94: EVENTO 33

Tabella 10.94: EVENTO 33

	inizio	fine	Δ	media
SWE	298	305	7	-
P	179.3	181.1	1.8	-
H	1.27	1.30	0.03	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-5.8
W	-	-	-	1.1

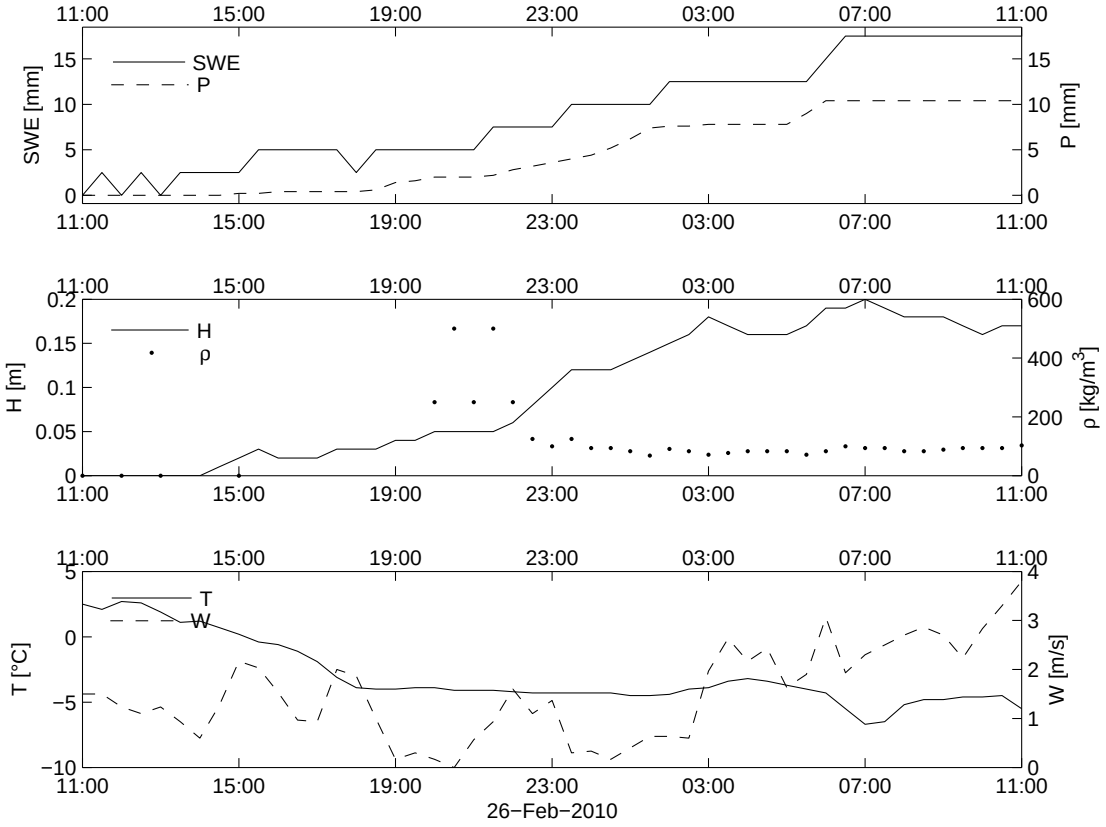

Figura 10.95: EVENTO 34

Tabella 10.95: EVENTO 34

	inizio	fine	Δ	media
SWE	305	323	18	-
P	181.3	191.7	10.4	-
H	1.22	1.39	0.17	-
ρ	-	-	-	103
T	-	-	-	-3.0
W	-	-	-	1.5

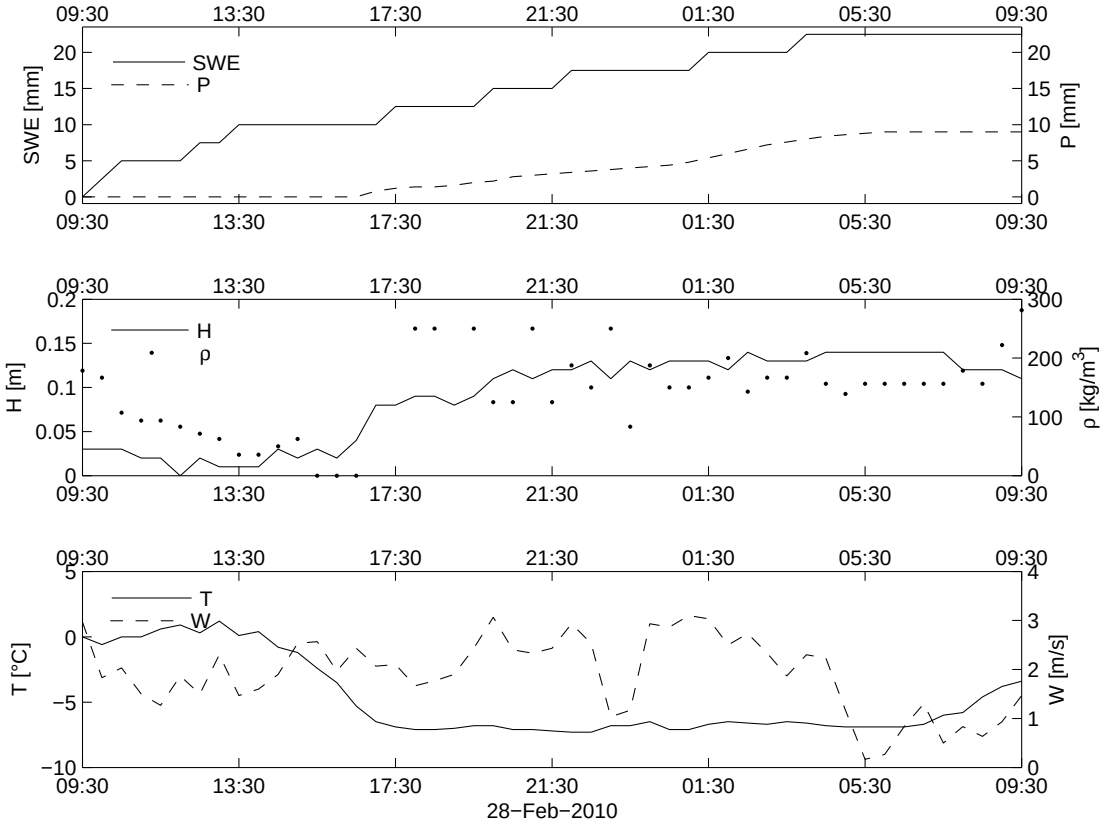

Figura 10.96: EVENTO 35

Tabella 10.96: EVENTO 35

	inizio	fine	Δ	media
SWE	310	333	23	-
P	191.7	200.7	9	-
H	1.32	1.40	0.08	-
ρ	-	-	-	281
T	-	-	-	-4.8
W	-	-	-	1.9

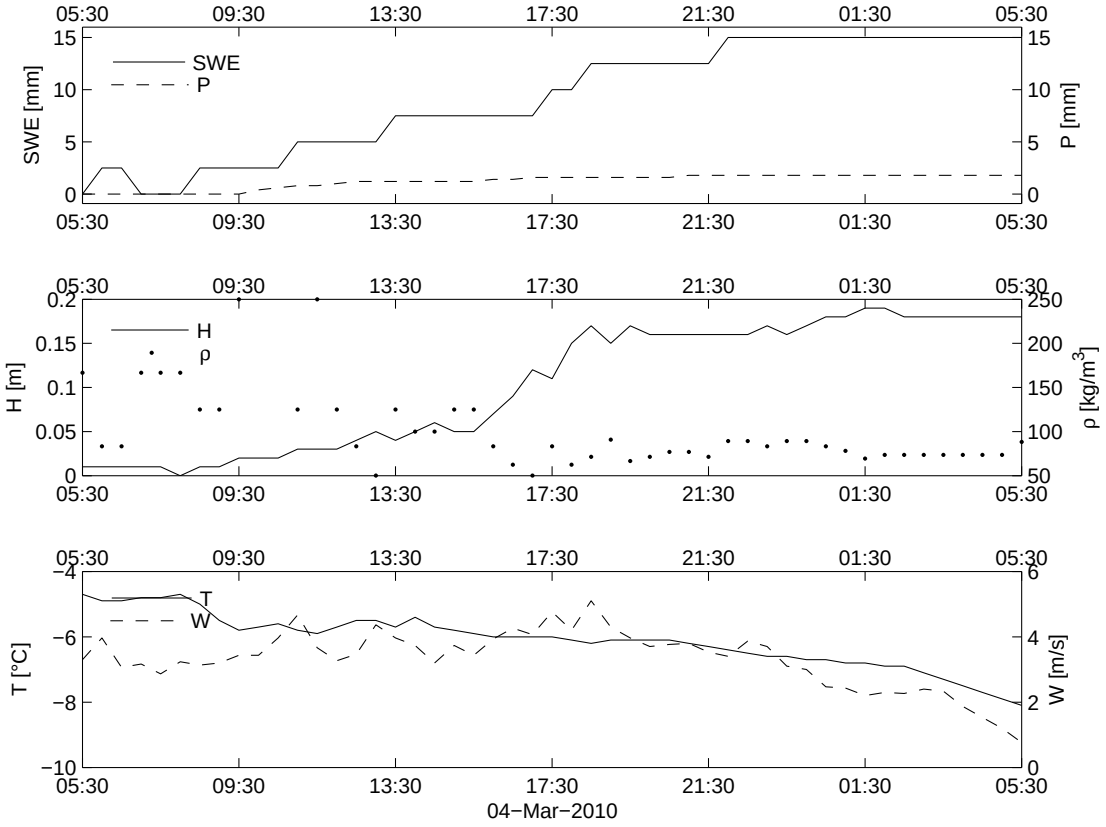

Figura 10.97: EVENTO 36

Tabella 10.97: EVENTO 36

	inizio	fine	Δ	media
SWE	325	340	15	-
P	201.1	202.9	1.8	-
H	1.34	1.51	0.17	-
ρ	-	-	-	88
T	-	-	-	-6.1
W	-	-	-	3.3

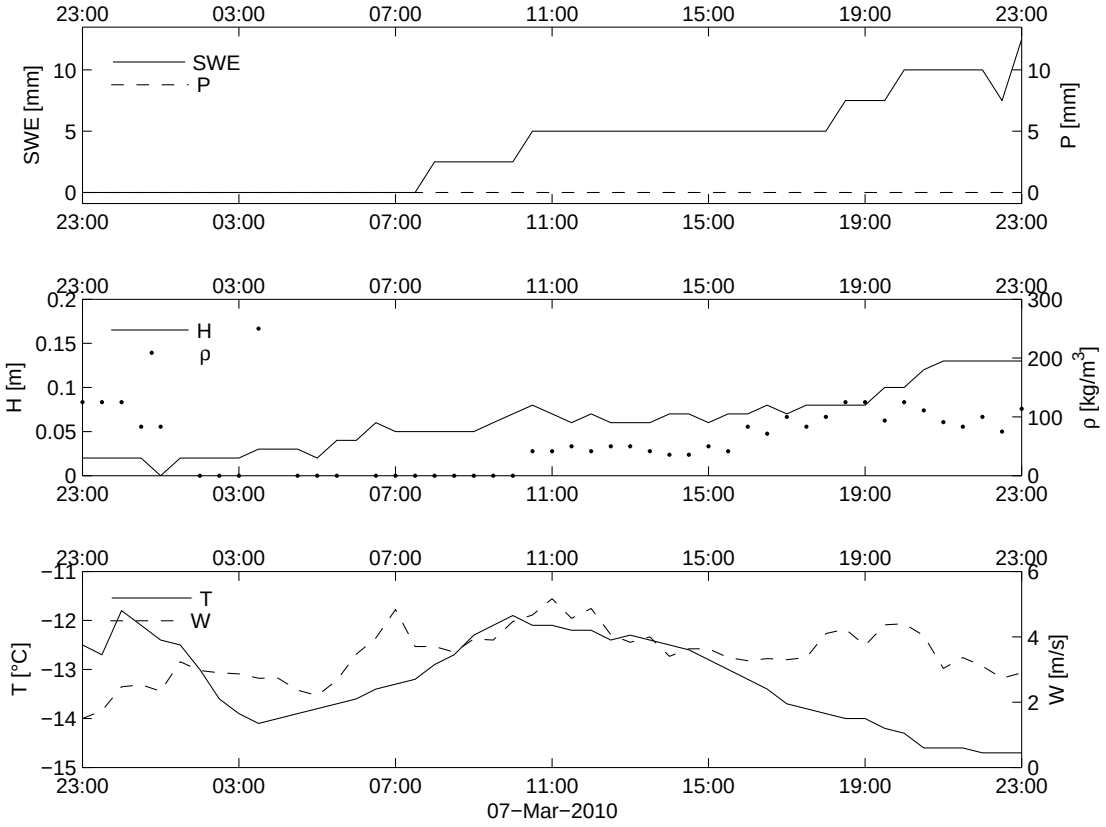

Figura 10.98: EVENTO 37

Tabella 10.98: EVENTO 37

	inizio	fine	Δ	media
SWE	335	348	13	-
P	202.9	202.9	0	-
H	1.42	1.53	0.11	-
ρ	-	-	-	114
T	-	-	-	-13.2
W	-	-	-	3.5

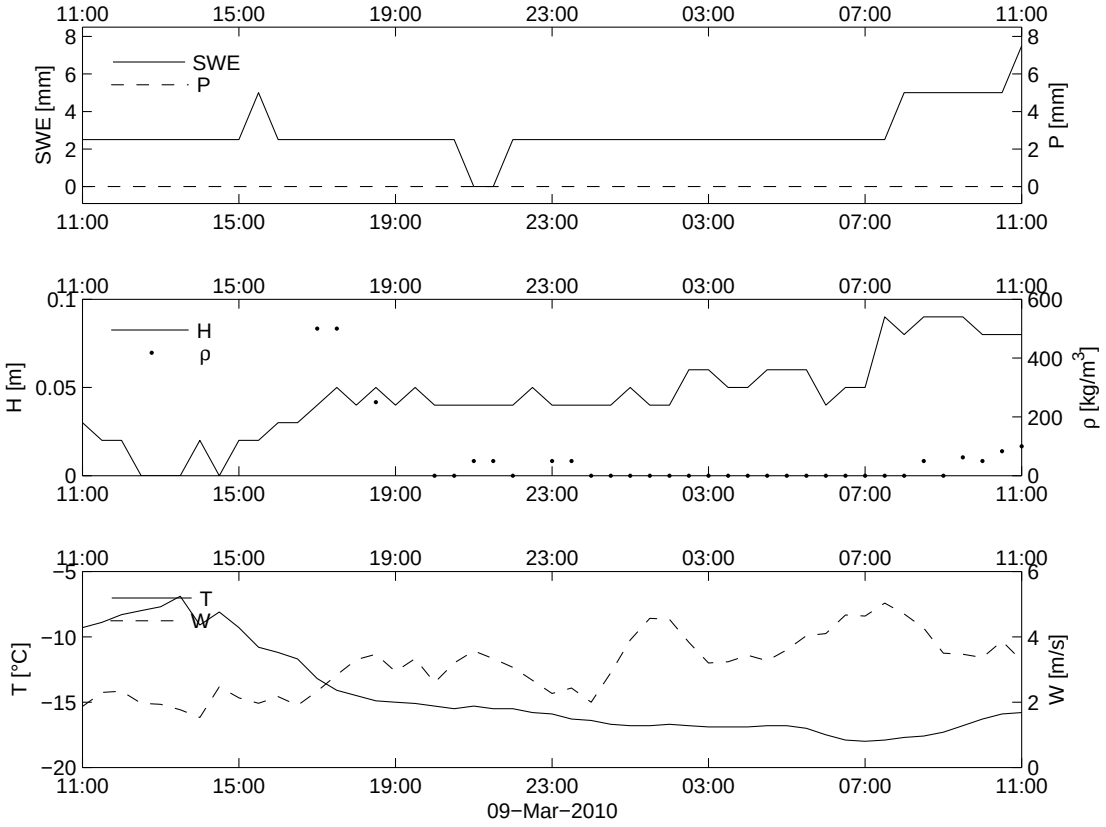

Figura 10.99: EVENTO 38

Tabella 10.99: EVENTO 38

	inizio	fine	Δ	media
SWE	345	350	5	-
P	203.1	203.1	0	-
H	1.47	1.52	0.05	-
ρ	-	-	-	100
T	-	-	-	-14.5
W	-	-	-	3.1

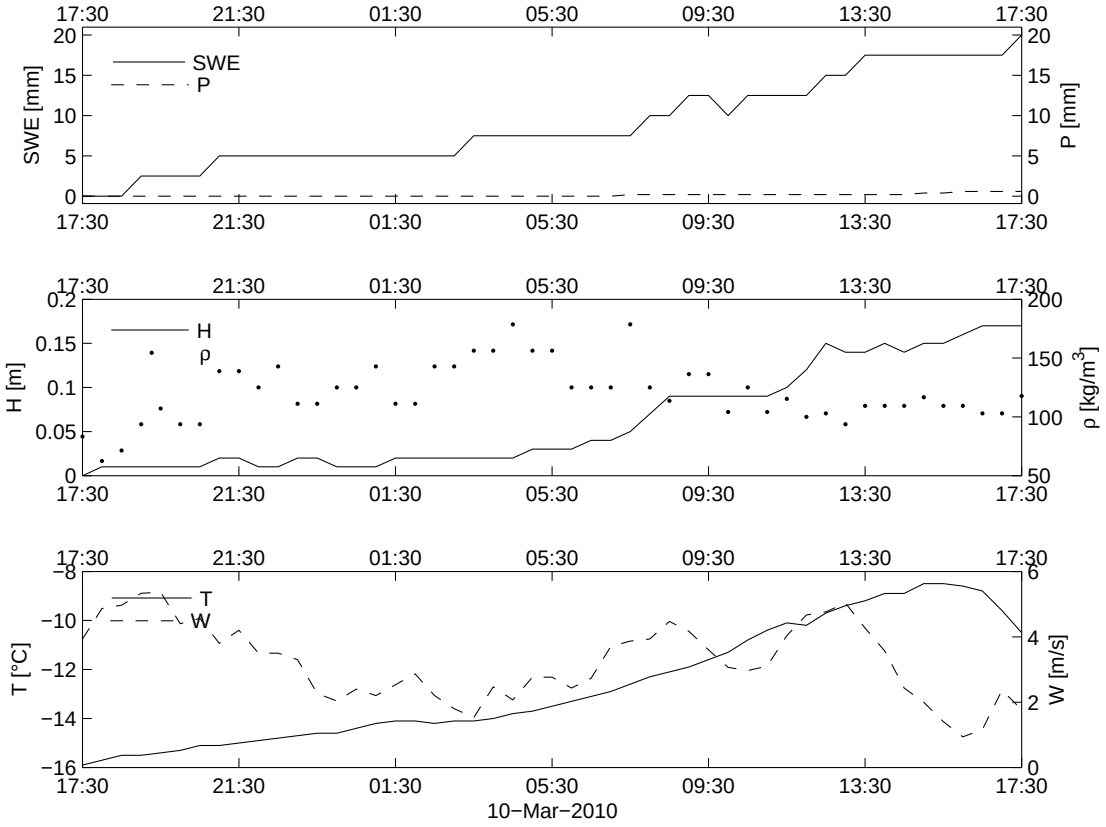

Figura 10.100: EVENTO 39

Tabella 10.100: EVENTO 39

	inizio	fine	Δ	media
SWE	350	370	20	-
P	203.1	203.7	0.6	-
H	1.55	1.72	0.17	-
ρ	-	-	-	118
T	-	-	-	-12.6
W	-	-	-	3.2

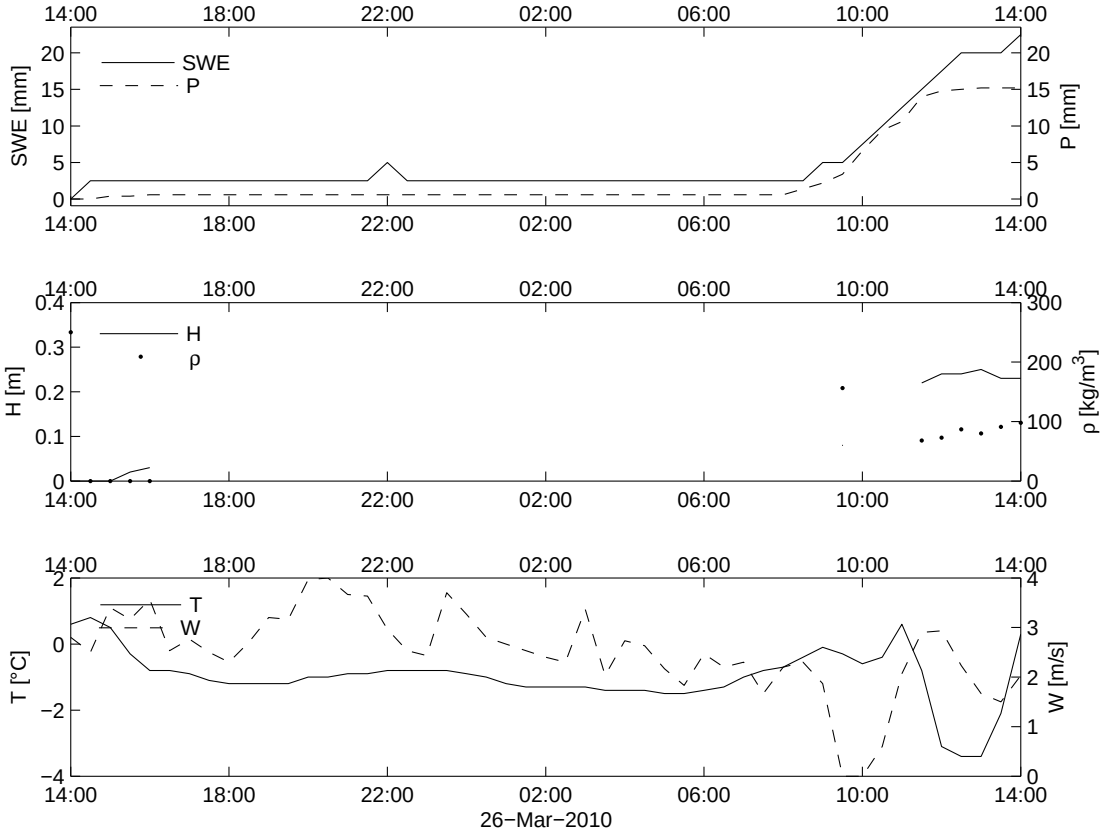

Figura 10.101: EVENTO 40

Tabella 10.101: EVENTO 40

	inizio	fine	Δ	media
SWE	345	368	23	-
P	204.5	219.7	15.2	-
H	1.24	1.47	0.23	-
ρ	-	-	-	98
T	-	-	-	-1.0
W	-	-	-	2.5

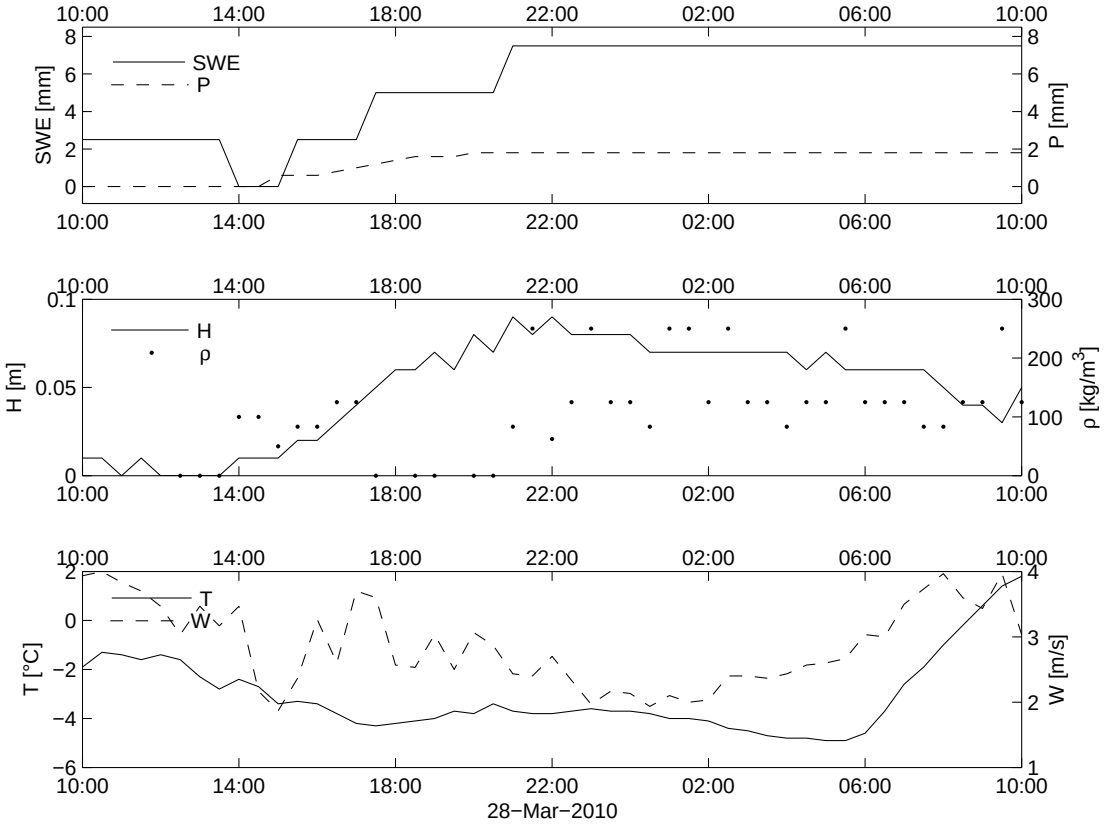

Figura 10.102: EVENTO 41

Tabella 10.102: EVENTO 41

	inizio	fine	Δ	media
SWE	365	370	5	-
P	219.7	221.5	1.8	-
H	1.42	1.46	0.04	-
ρ	-	-	-	125
T	-	-	-	-3.1
W	-	-	-	2.9

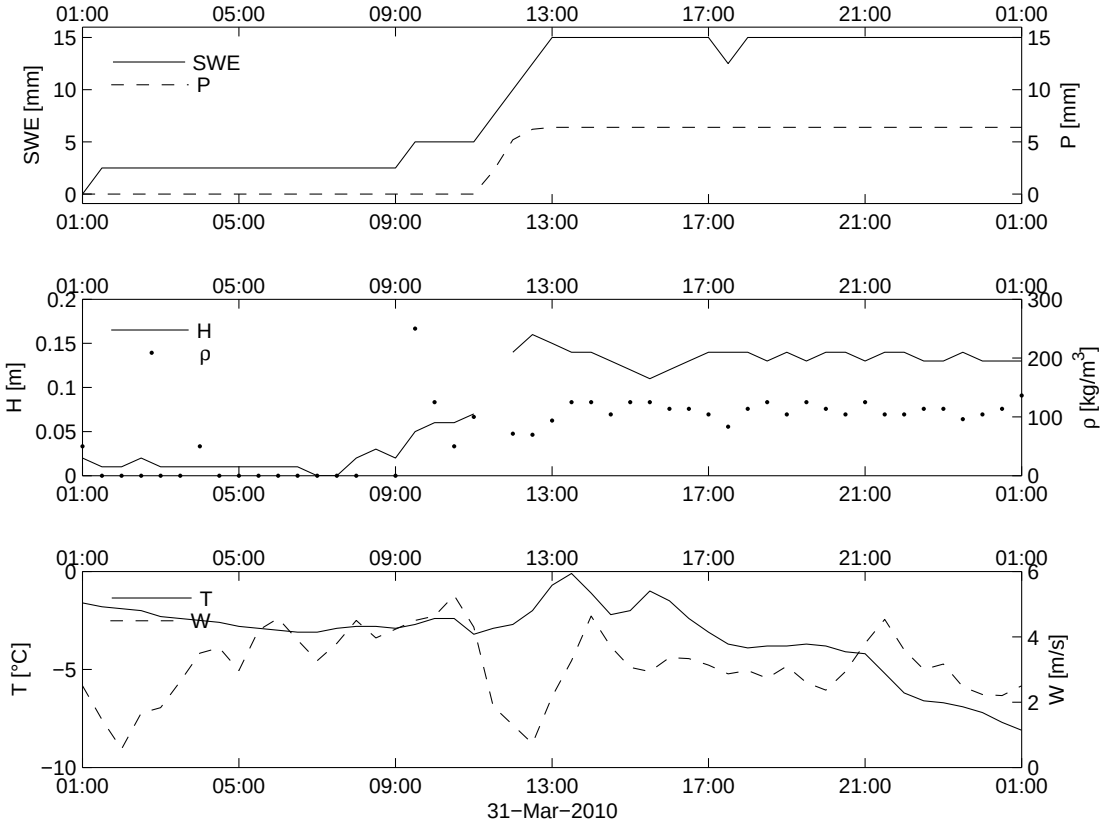

Figura 10.103: EVENTO 42

Tabella 10.103: EVENTO 42

	inizio	fine	Δ	media
SWE	368	383	15	-
P	221.5	227.9	6.4	-
H	1.36	1.47	0.11	-
ρ	-	-	-	136
T	-	-	-	-3.3
W	-	-	-	3.1

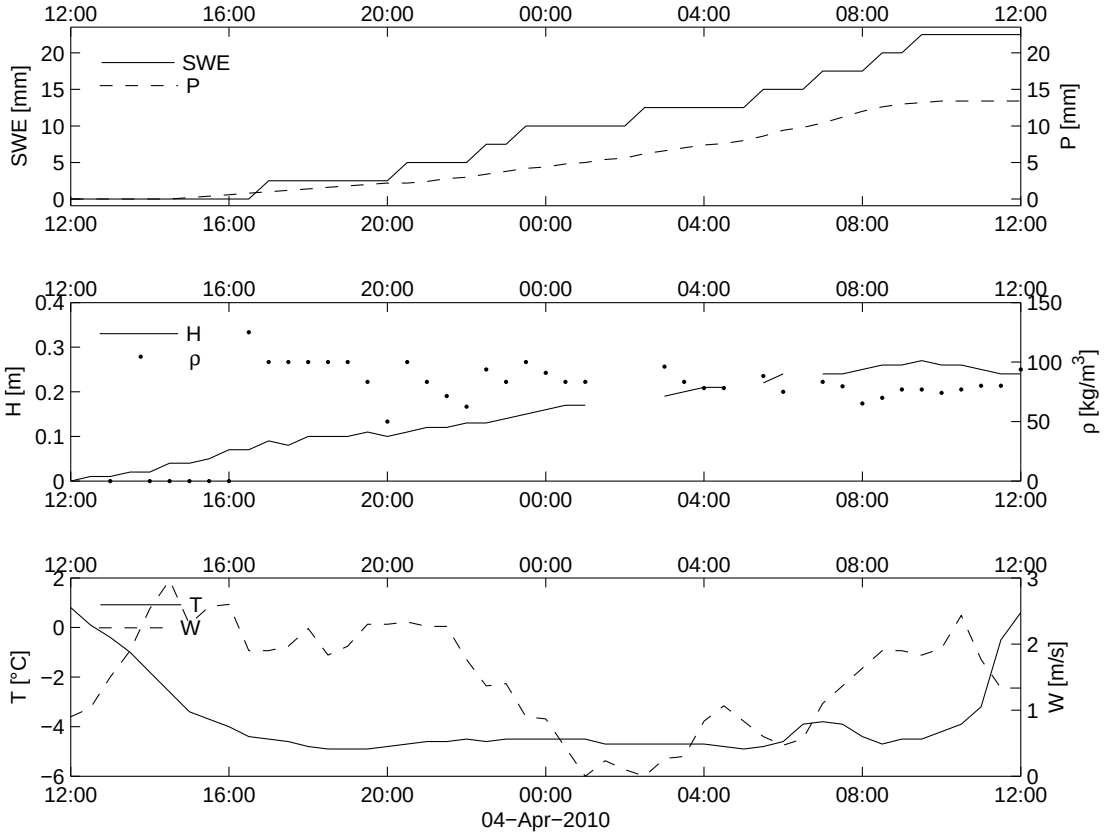

Figura 10.104: EVENTO 43

Tabella 10.104: EVENTO 43

	inizio	fine	Δ	media
SWE	373	395	22	-
P	229.1	242.5	13.4	-
H	1.35	1.59	0.24	-
ρ	-	-	-	94
T	-	-	-	-3.8
W	-	-	-	1.5

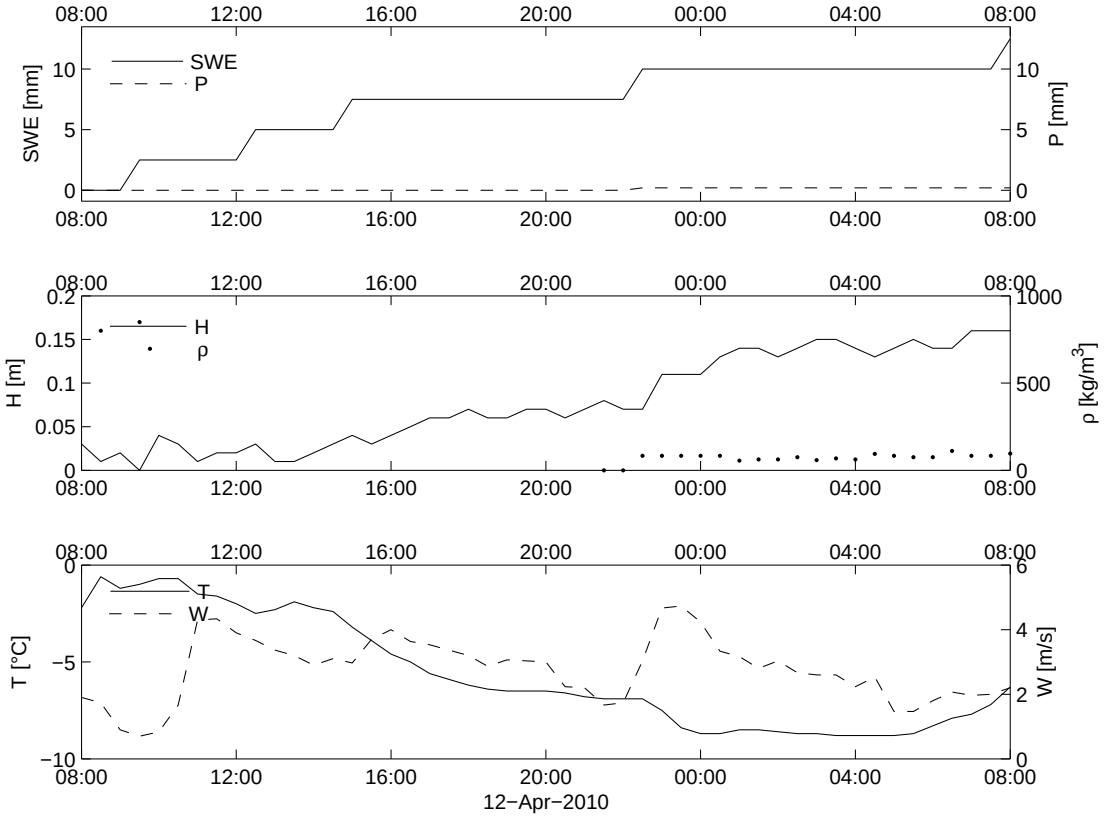

Figura 10.105: EVENTO 44

Tabella 10.105: EVENTO 44

	inizio	fine	Δ	media
SWE	345	358	13	-
P	242.9	243.1	0.2	-
H	1.31	1.44	0.13	-
ρ	-	-	-	96
T	-	-	-	-5.6
W	-	-	-	2.8

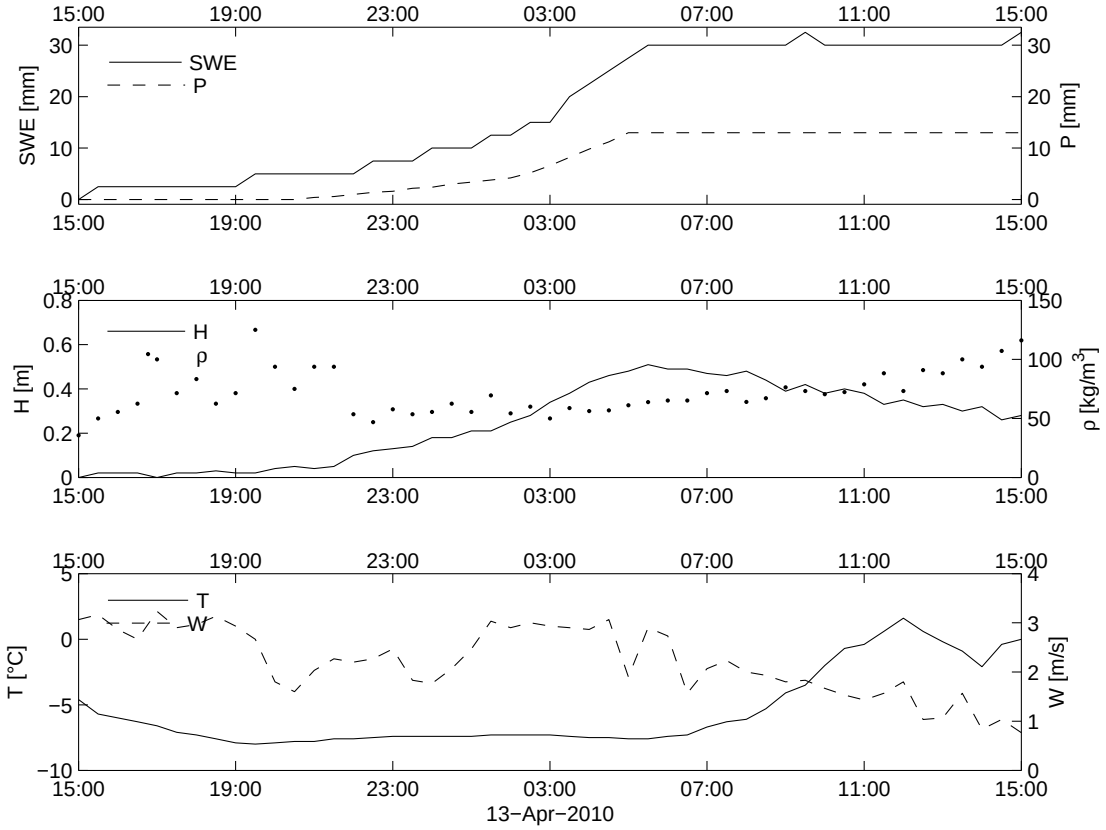

Figura 10.106: EVENTO 45

Tabella 10.106: EVENTO 45

	inizio	fine	Δ	media
SWE	355	388	33	-
P	243.1	256.1	13	-
H	1.39	1.67	0.28	-
ρ	-	-	-	116
T	-	-	-	-5.5
W	-	-	-	2.2

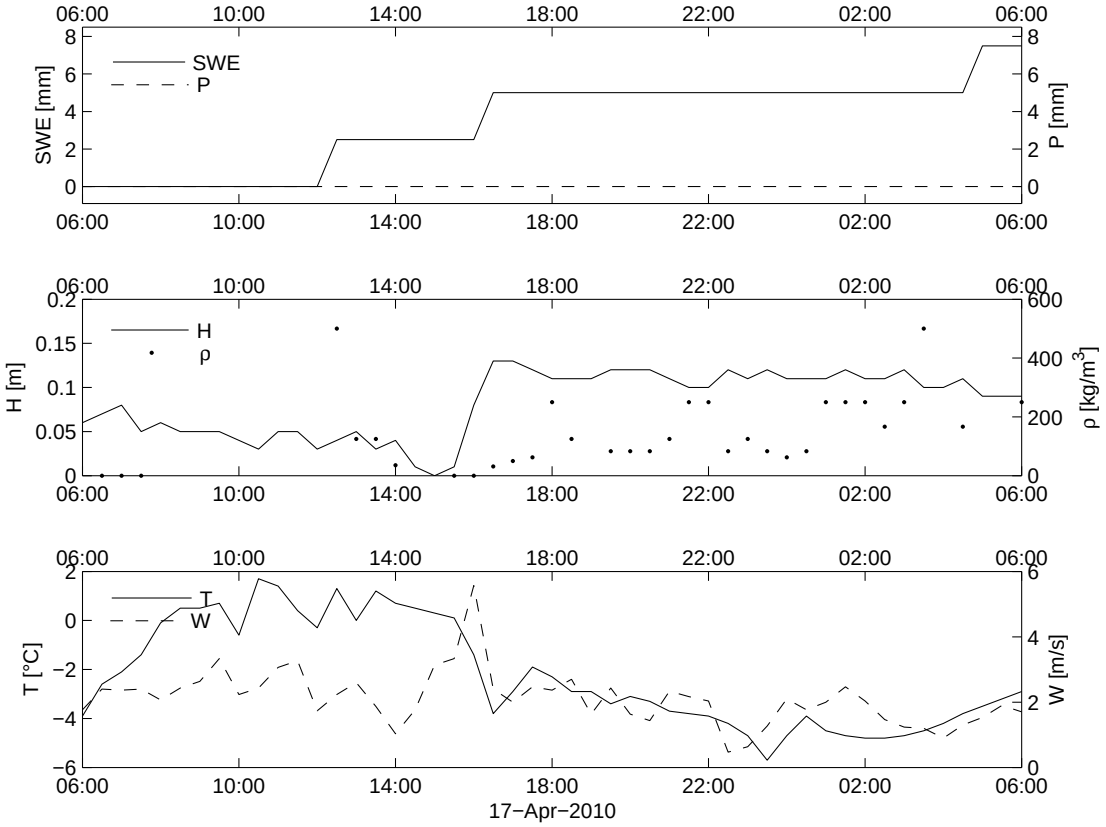

Figura 10.107: EVENTO 46

Tabella 10.107: EVENTO 46

	inizio	fine	Δ	media
SWE	393	400	7	-
P	256.1	256.1	0	-
H	1.47	1.50	0.03	-
ρ	-	-	-	250
T	-	-	-	-2.2
W	-	-	-	2.1

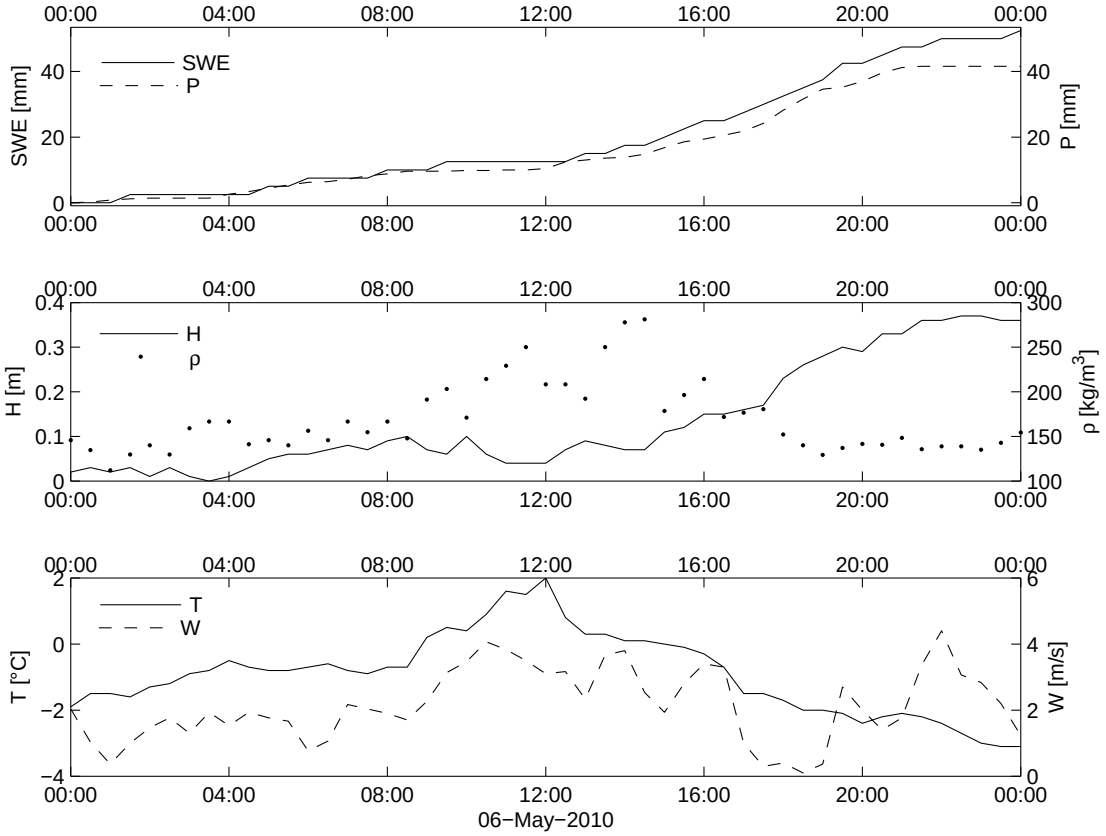

Figura 10.108: EVENTO 47

Tabella 10.108: EVENTO 47

	inizio	fine	Δ	media
SWE	360	413	53	-
P	288.3	329.9	41.6	-
H	1.19	1.53	0.34	-
ρ	-	-	-	154
T	-	-	-	-0.9
W	-	-	-	2.1

Limone Pancani

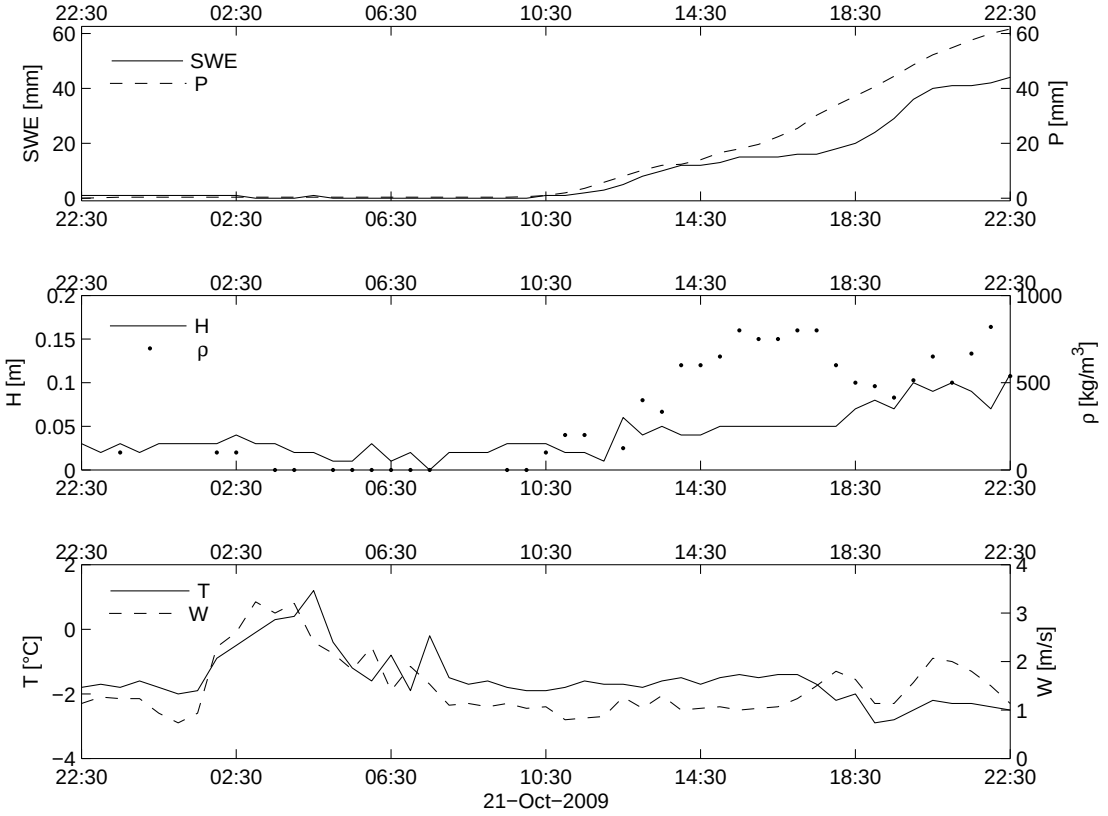

Figura 10.109: EVENTO 1

Tabella 10.109: EVENTO 1

	inizio	fine	Δ	media
SWE	7	50	43	-
P	7.4	69.0	61.6	-
H	0.01	0.09	0.08	-
ρ	-	-	-	538
T	-	-	-	-1.5
W	-	-	-	1.5

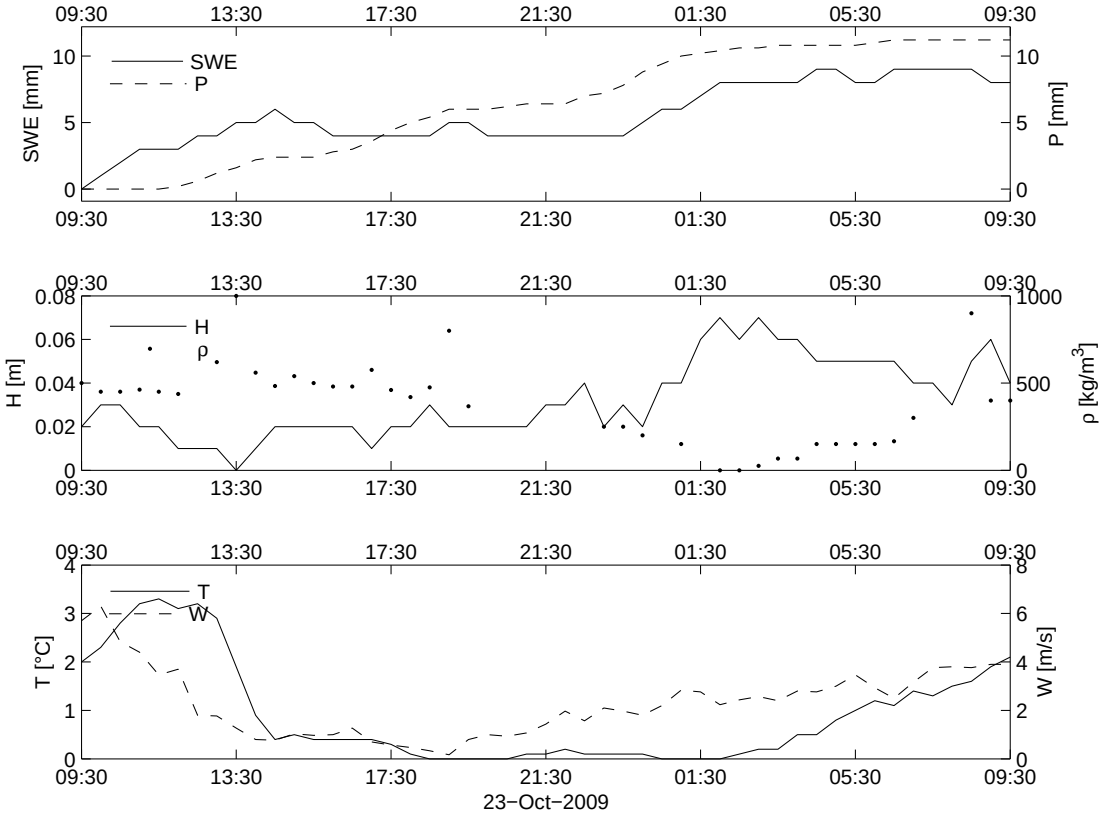

Figura 10.110: EVENTO 2

Tabella 10.110: EVENTO 2

	inizio	fine	Δ	media
SWE	41	49	8	-
P	72.2	83.4	11.2	-
H	0.08	0.10	0.02	-
ρ	-	-	-	400
T	-	-	-	0.9
W	-	-	-	2.3

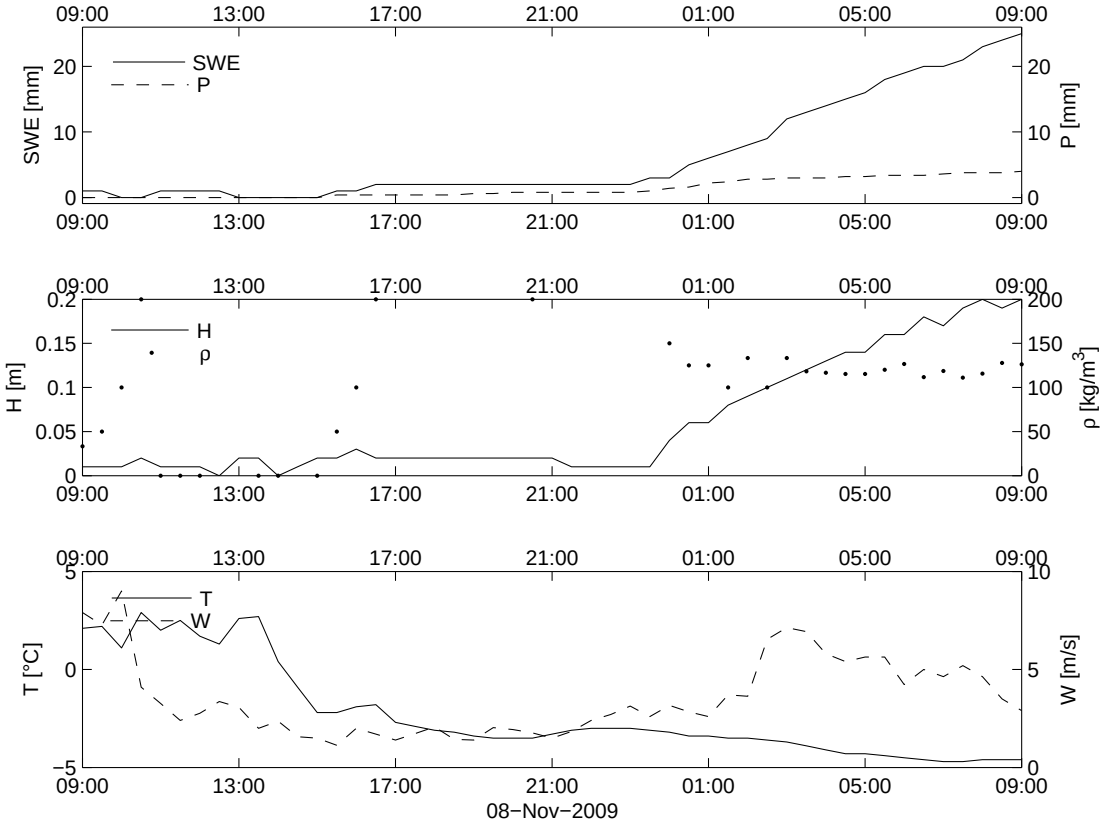

Figura 10.111: EVENTO 3

Tabella 10.111: EVENTO 3

	inizio	fine	Δ	media
SWE	7	31	24	-
P	96.2	100.2	4.1	-
H	-0.01	0.18	0.19	-
ρ	-	-	-	126
T	-	-	-	-2.2
W	-	-	-	3.5

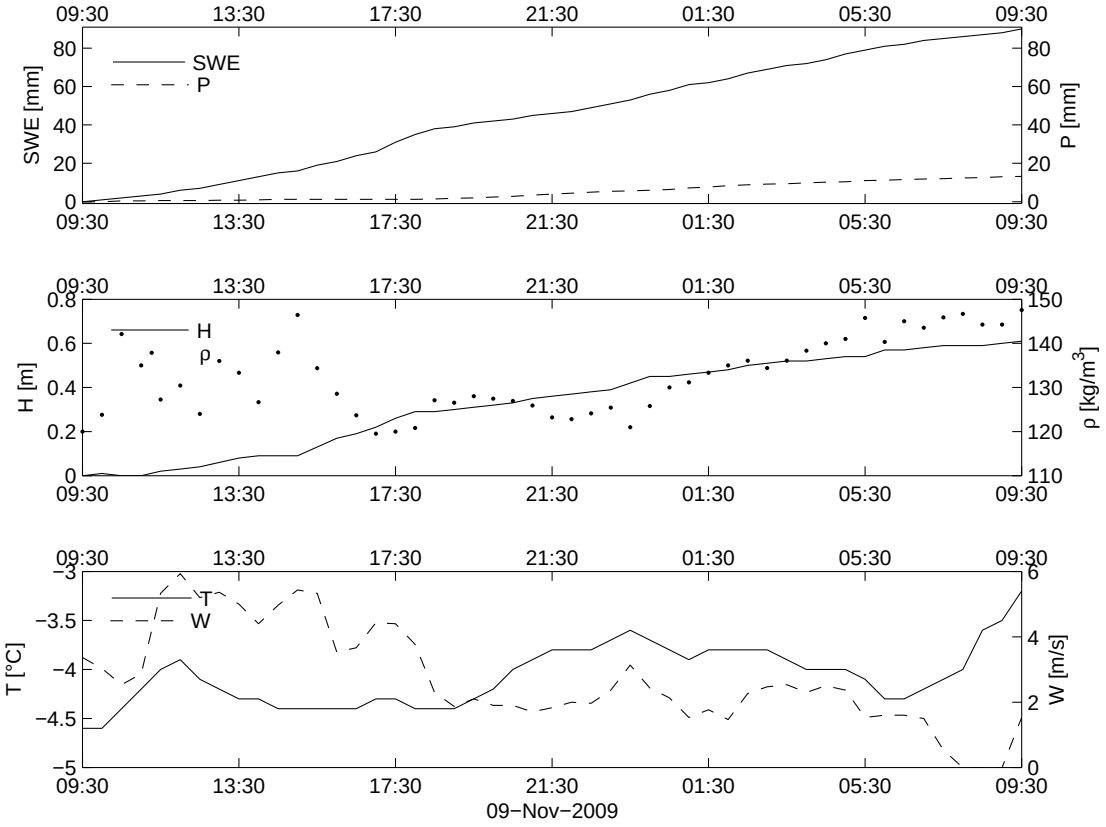

Figura 10.112: EVENTO 4

Tabella 10.112: EVENTO 4

	inizio	fine	Δ	media
SWE	31	121	90	-
P	100.4	113.6	13.2	-
H	0.19	0.80	0.61	-
ρ	-	-	-	148
T	-	-	-	-4.1
W	-	-	-	2.7

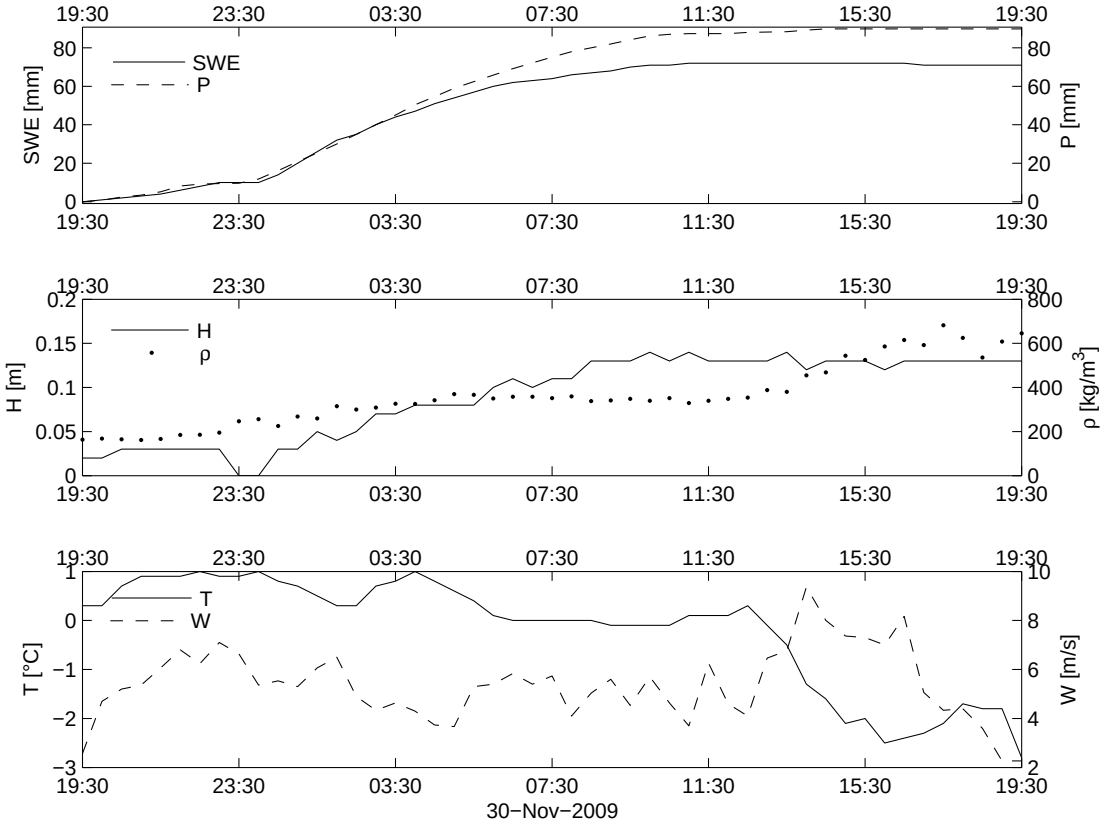

Figura 10.113: EVENTO 5

Tabella 10.113: EVENTO 5

	inizio	fine	Δ	media
SWE	37	108	71	-
P	150	239.8	89.8	-
H	0.18	0.29	0.11	-
ρ	-	-	-	645
T	-	-	-	-0.2
W	-	-	-	5.4

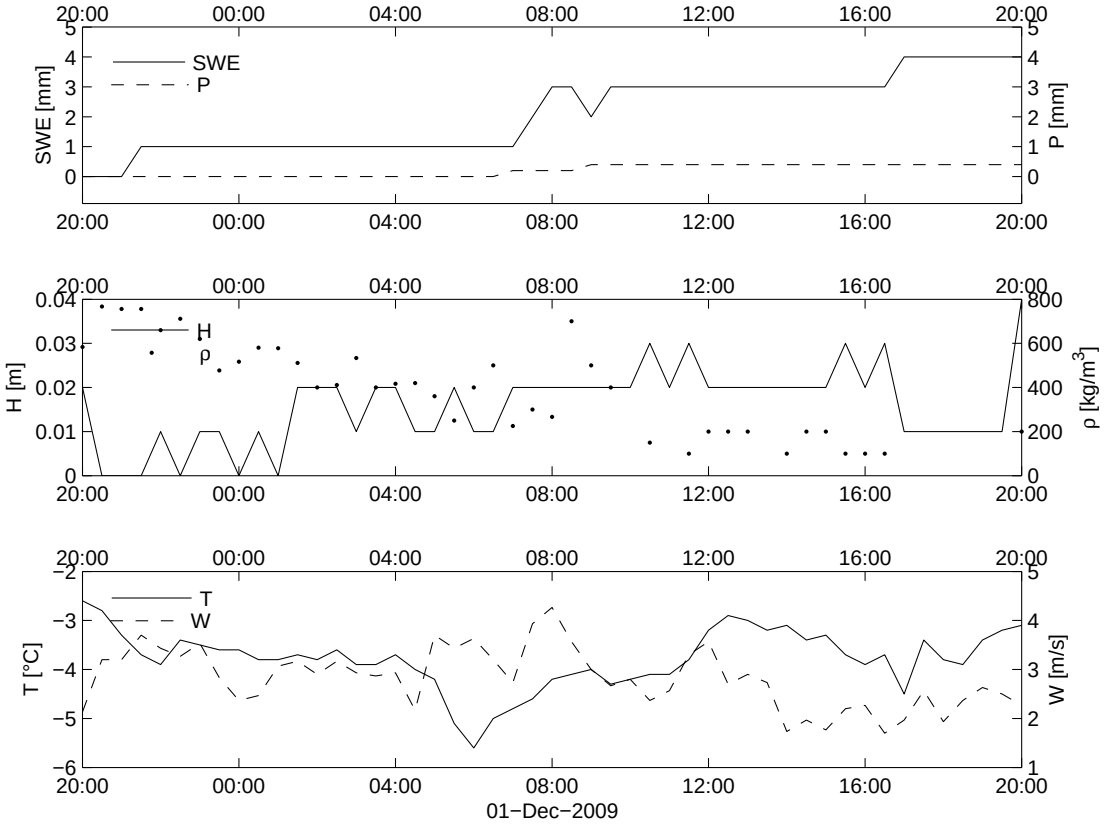

Figura 10.114: EVENTO 6

Tabella 10.114: EVENTO 6

	inizio	fine	Δ	media
SWE	108	112	4	-
P	239.8	240.2	0.4	-
H	0.30	0.32	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-3.8
W	-	-	-	2.8

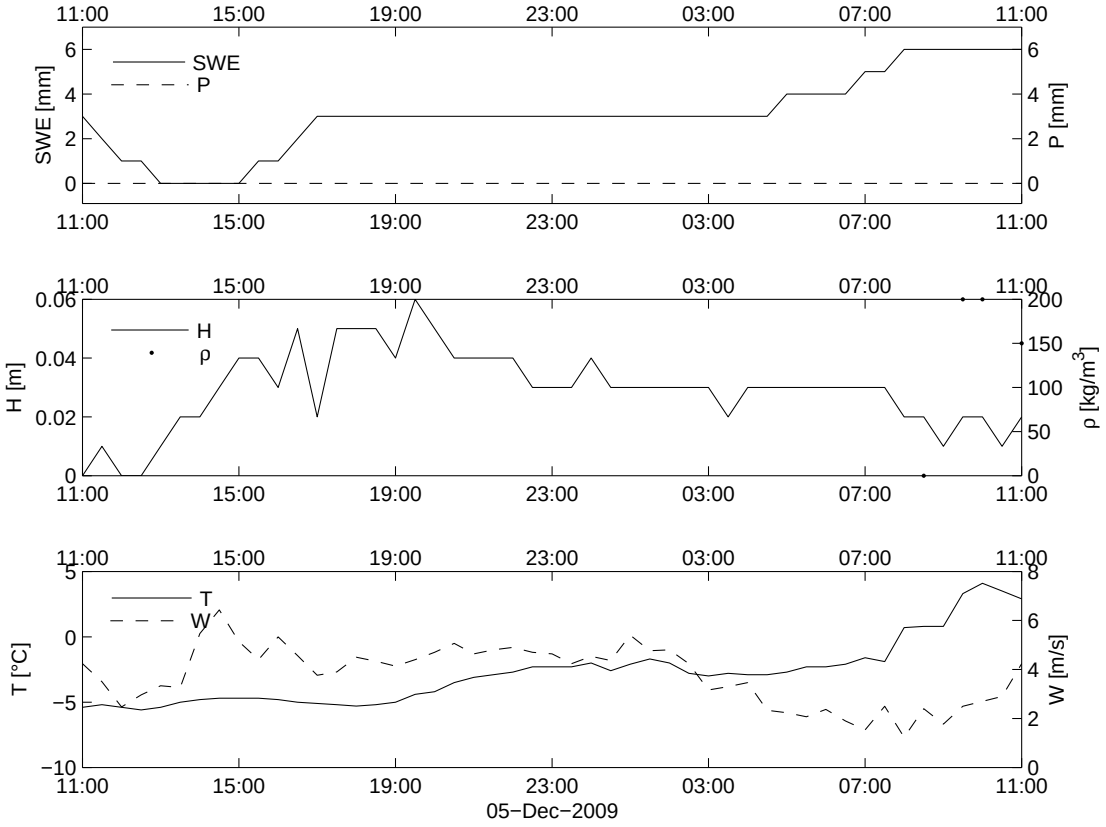

Figura 10.115: EVENTO 7

Tabella 10.115: EVENTO 7

	inizio	fine	Δ	media
SWE	63	66	3	-
P	246.2	246.2	0	-
H	0.37	0.39	0.02	-
ρ	-	-	-	150
T	-	-	-	-2.8
W	-	-	-	3.8

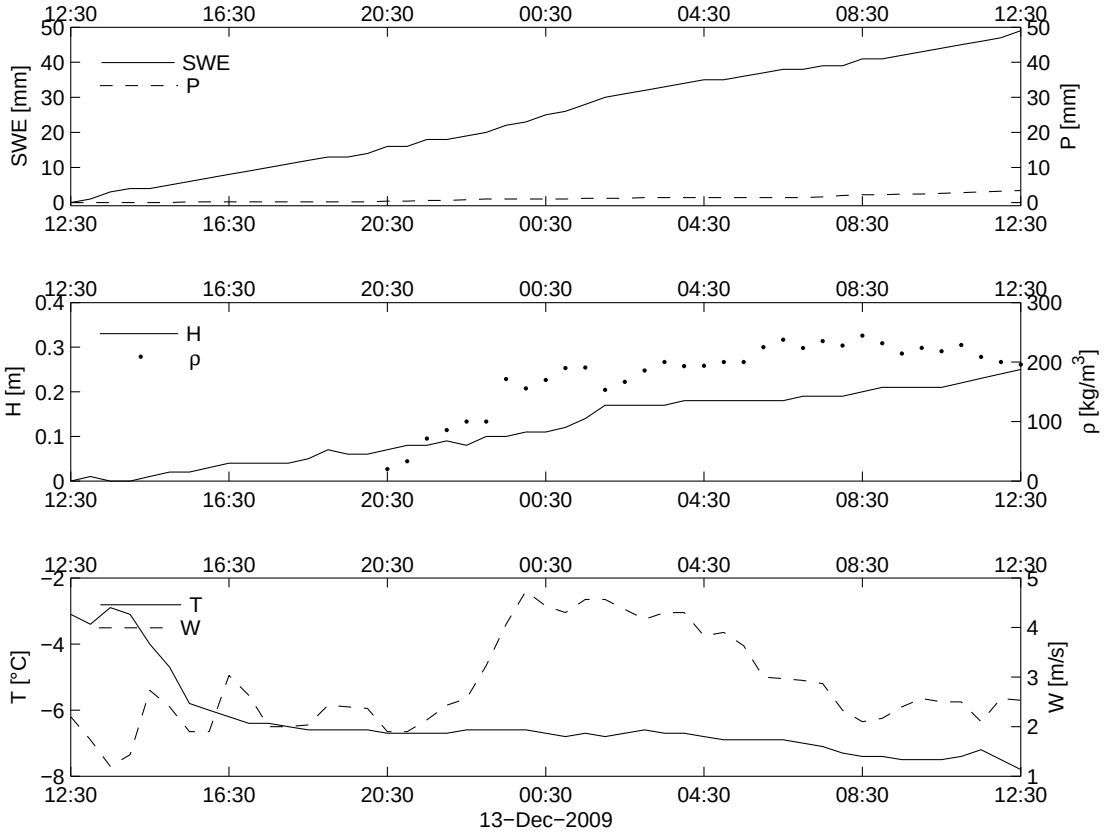

Figura 10.116: EVENTO 8

Tabella 10.116: EVENTO 8

	inizio	fine	Δ	media
SWE	70	119	49	-
P	248.2	251.6	3.4	-
H	0.19	0.44	0.25	-
ρ	-	-	-	196
T	-	-	-	-6.4
W	-	-	-	2.8

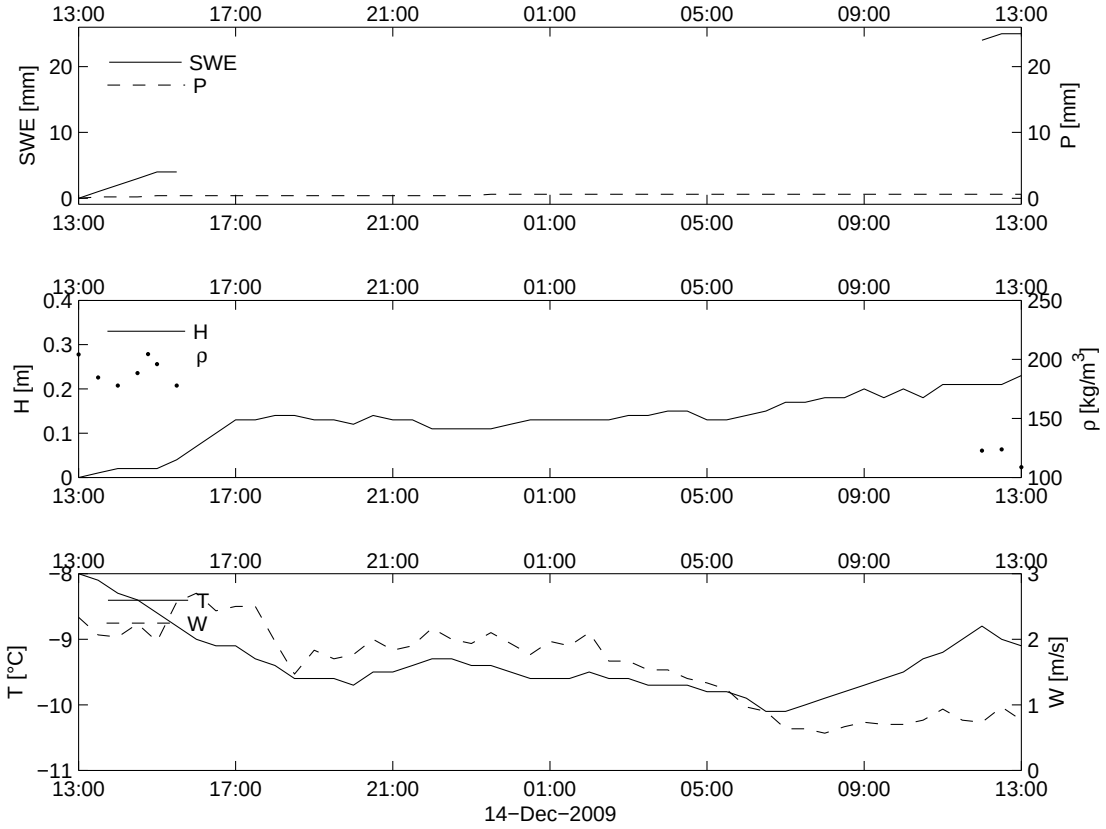

Figura 10.117: EVENTO 9

Tabella 10.117: EVENTO 9

	inizio	fine	Δ	media
SWE	120	145	25	-
P	251.6	252.2	0.6	-
H	0.44	0.67	0.23	-
ρ	-	-	-	109
T	-	-	-	-9.4
W	-	-	-	1.6

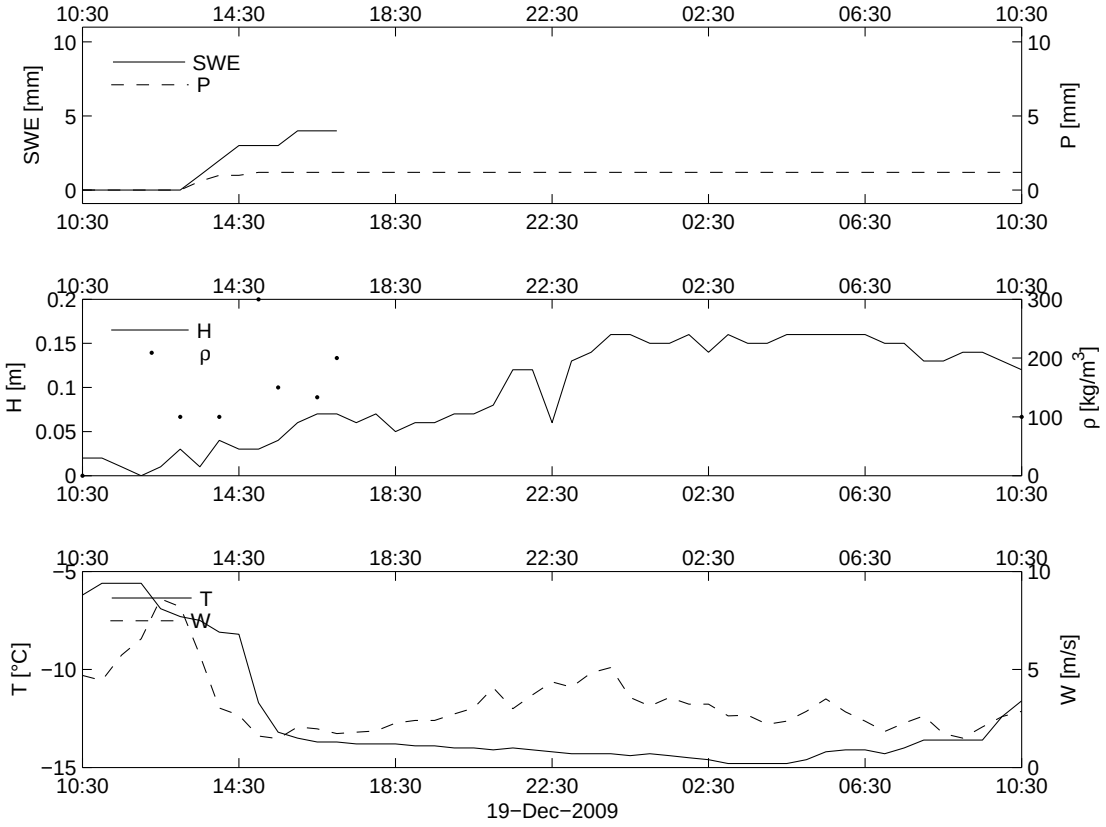

Figura 10.118: EVENTO 10

Tabella 10.118: EVENTO 10

	inizio	fine	Δ	media
SWE	141	151	10	-
P	252.2	253.4	1.2	-
H	0.45	0.55	0.10	-
ρ	-	-	-	100
T	-	-	-	-12.6
W	-	-	-	3.3

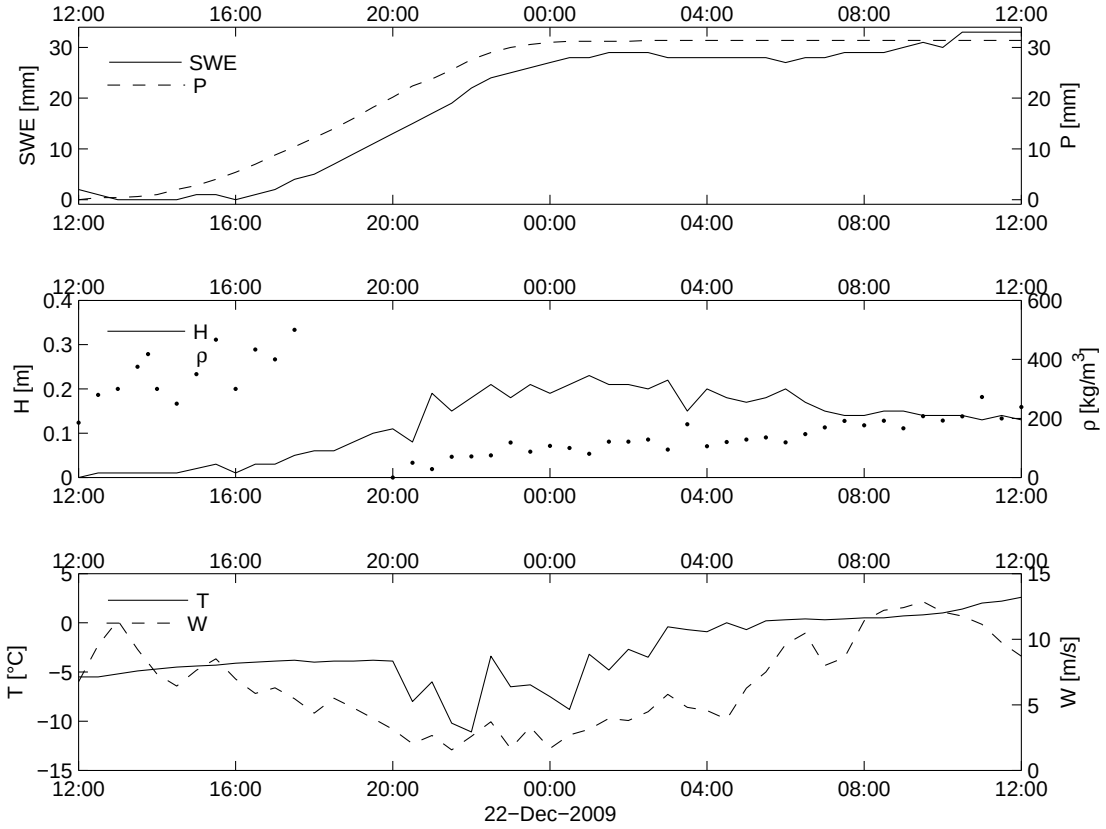

Figura 10.119: EVENTO 11

Tabella 10.119: EVENTO 11

	inizio	fine	Δ	media
SWE	130	161	31	-
P	253.4	284.8	31.4	-
H	0.38	0.51	0.13	-
ρ	-	-	-	238
T	-	-	-	-3.0
W	-	-	-	6.6

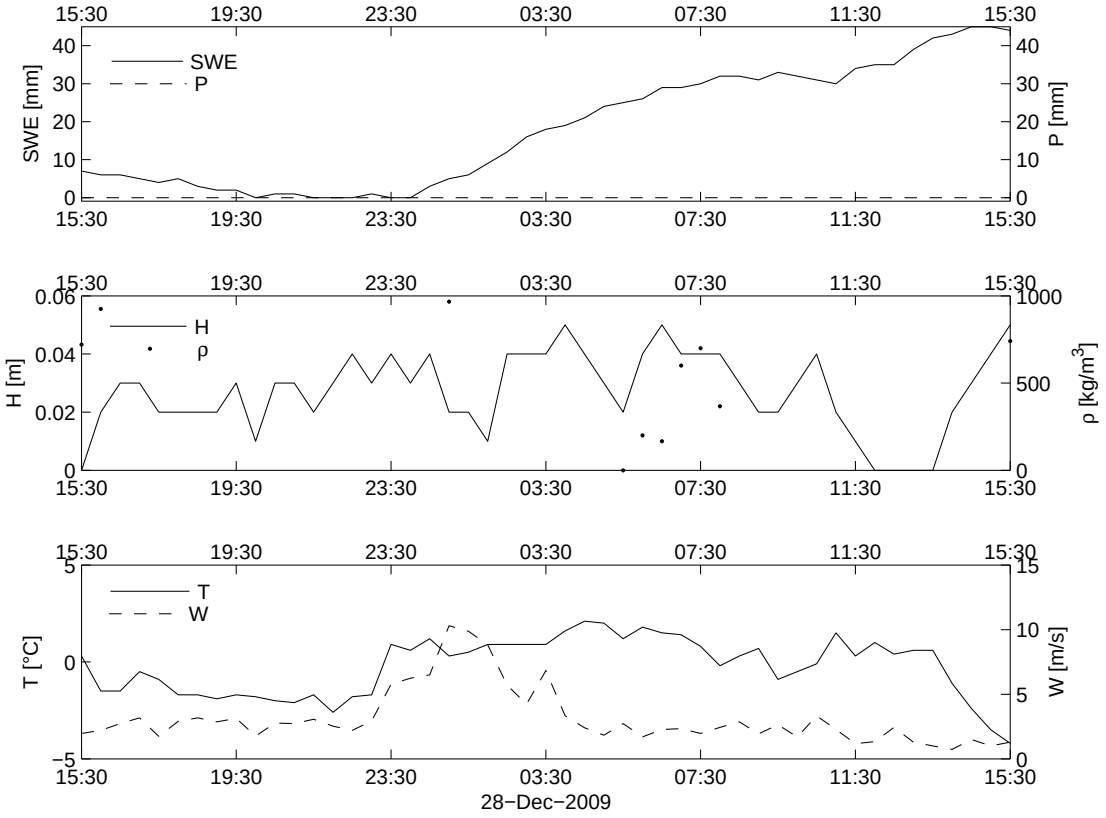

Figura 10.120: EVENTO 12

Tabella 10.120: EVENTO 12

	inizio	fine	Δ	media
SWE	112	149	37	-
P	440.2	440.2	0	-
H	0.34	0.39	0.05	-
ρ	-	-	-	740
T	-	-	-	-0.3
W	-	-	-	3.1

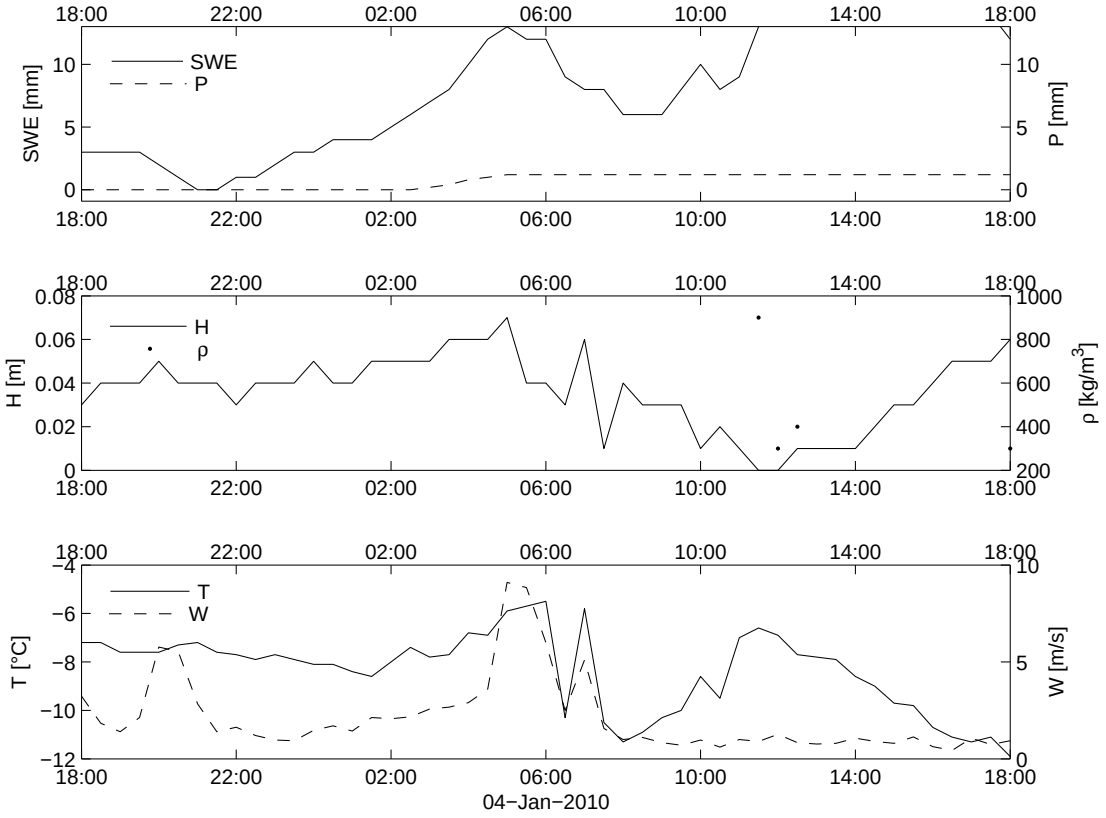

Figura 10.121: EVENTO 13

Tabella 10.121: EVENTO 13

	inizio	fine	Δ	media
SWE	30	39	9	-
P	446.6	447.8	1.2	-
H	0.37	0.40	0.03	-
ρ	-	-	-	300
T	-	-	-	-8.4
W	-	-	-	2.1

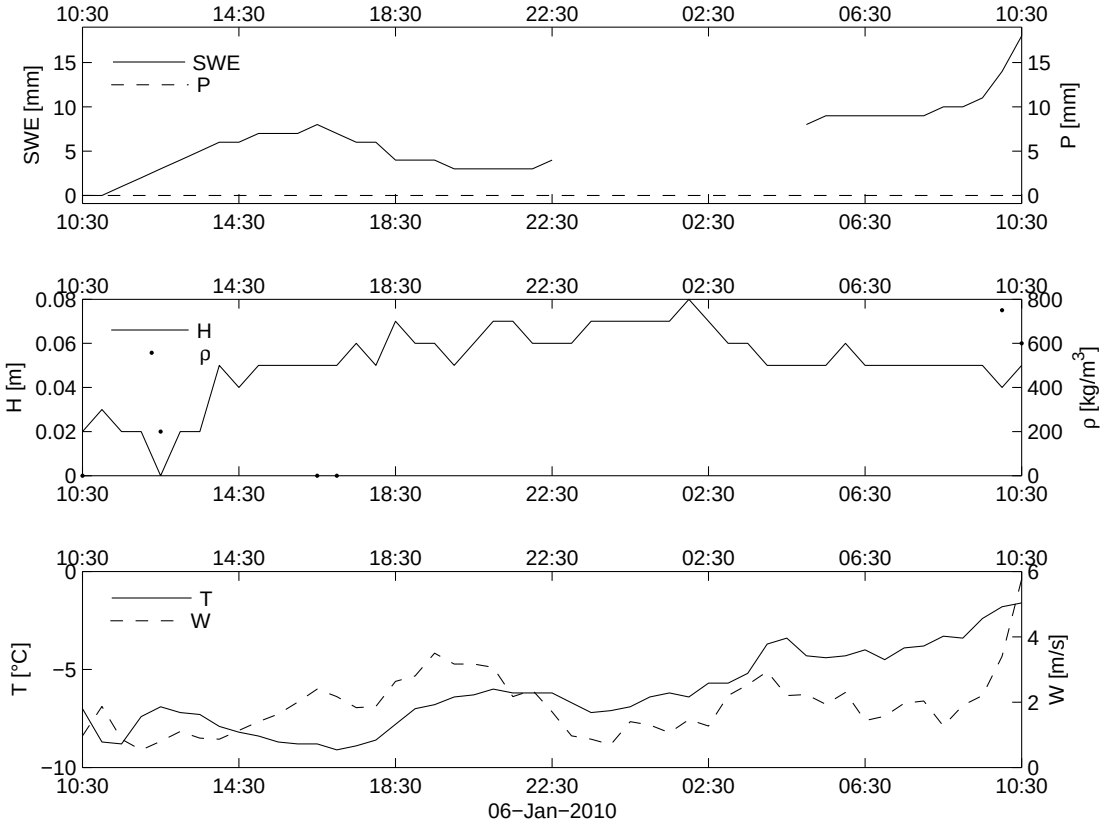

Figura 10.122: EVENTO 14

Tabella 10.122: EVENTO 14

	inizio	fine	Δ	media
SWE	35	53	18	-
P	447.8	447.8	0	-
H	0.35	0.38	0.03	-
ρ	-	-	-	600
T	-	-	-	-6.2
W	-	-	-	1.9

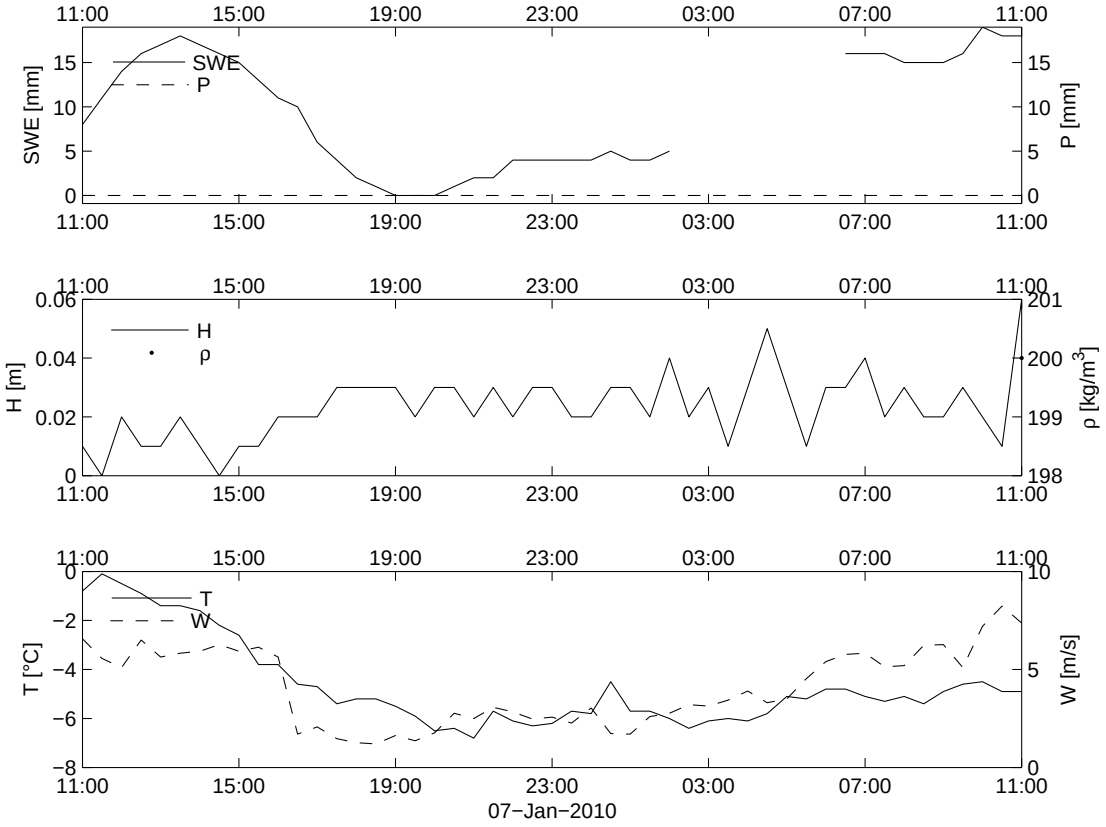

Figura 10.123: EVENTO 15

Tabella 10.123: EVENTO 15

	inizio	fine	Δ	media
SWE	57	67	10	-
P	447.8	447.8	0	-
H	0.35	0.40	0.05	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-4.7
W	-	-	-	4.1

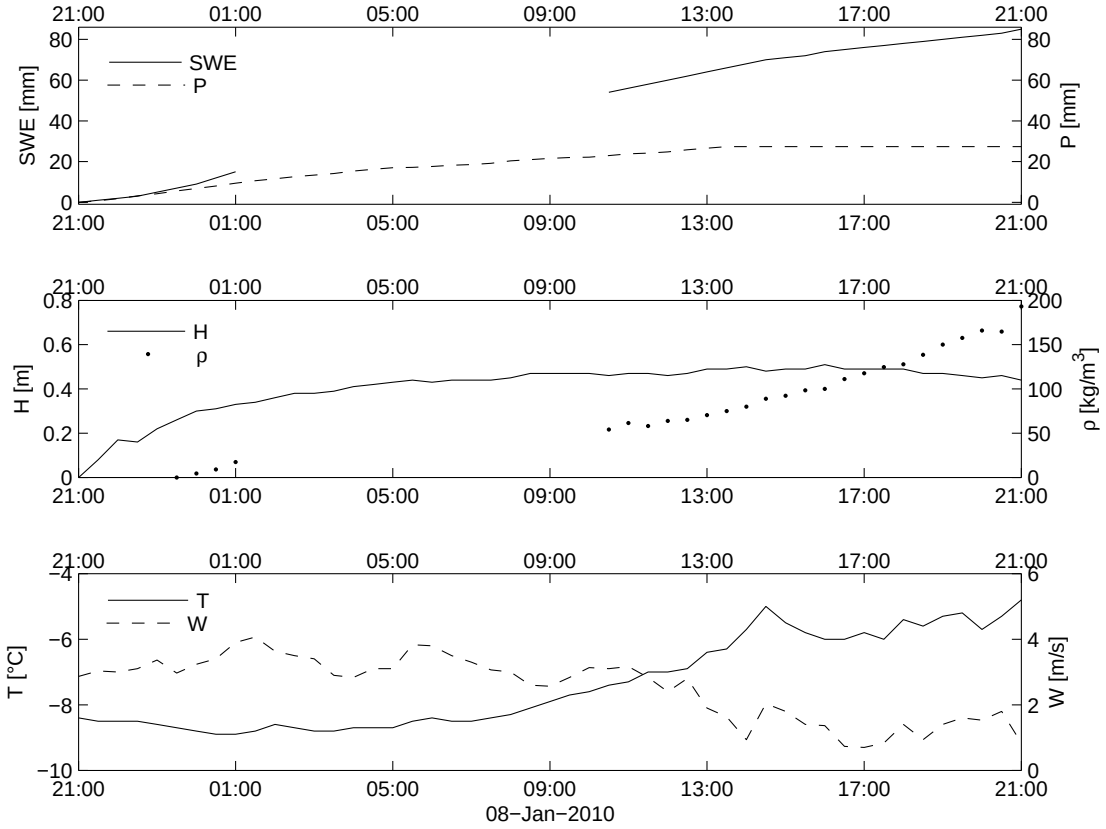

Figura 10.124: EVENTO 16

Tabella 10.124: EVENTO 16

	inizio	fine	Δ	media
SWE	46	131	85	-
P	453.2	480.6	27.4	-
H	0.50	0.94	0.44	-
ρ	-	-	-	193
T	-	-	-	-7.4
W	-	-	-	2.5

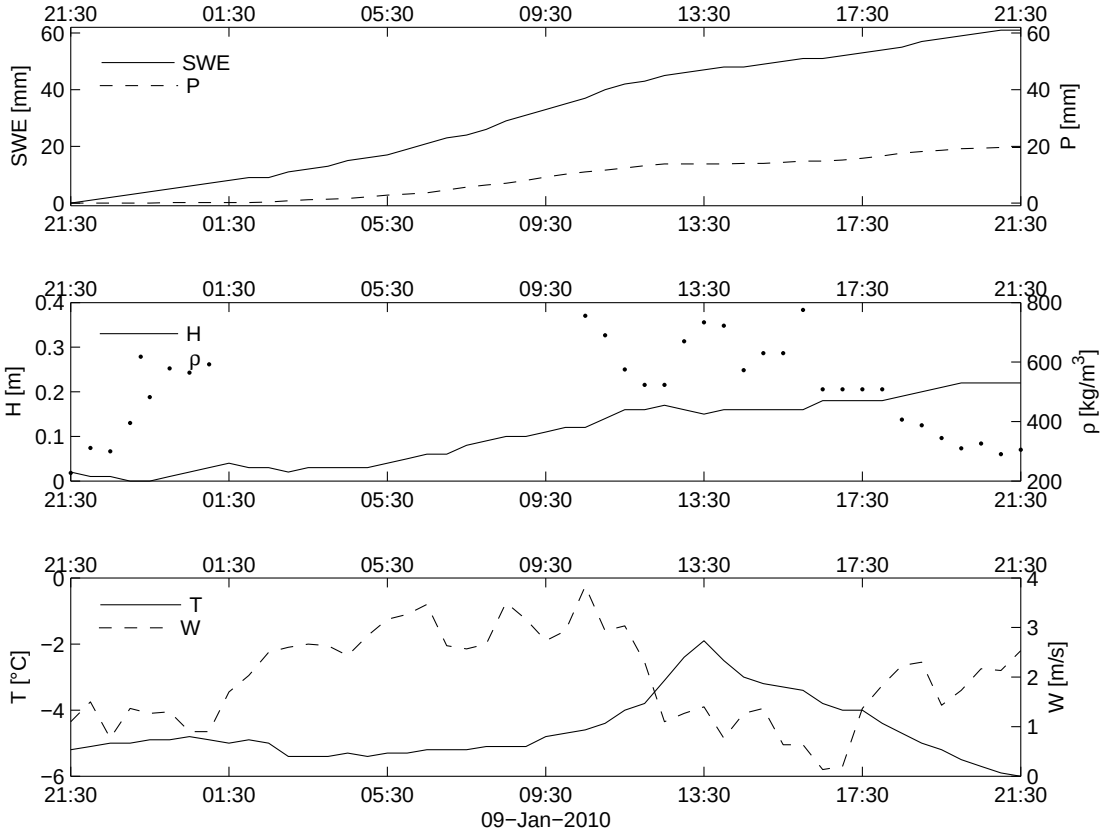

Figura 10.125: EVENTO 17

Tabella 10.125: EVENTO 17

	inizio	fine	Δ	media
SWE	131	192	61	-
P	480.6	500.2	19.6	-
H	0.95	1.15	0.20	-
ρ	-	-	-	305
T	-	-	-	-4.6
W	-	-	-	2.0

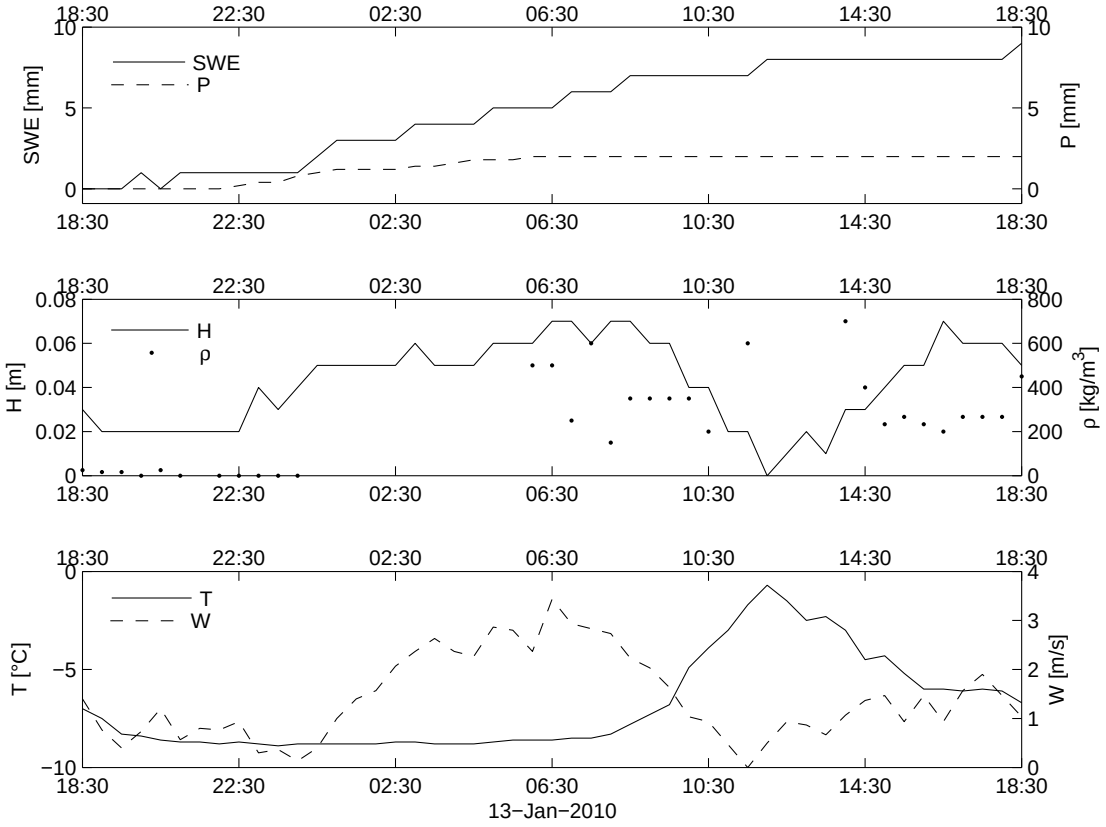

Figura 10.126: EVENTO 18

Tabella 10.126: EVENTO 18

	inizio	fine	Δ	media
SWE	197	206	9	-
P	501.4	503.4	2	-
H	1.00	1.02	0.02	-
ρ	-	-	-	450
T	-	-	-	-6.9
W	-	-	-	1.4

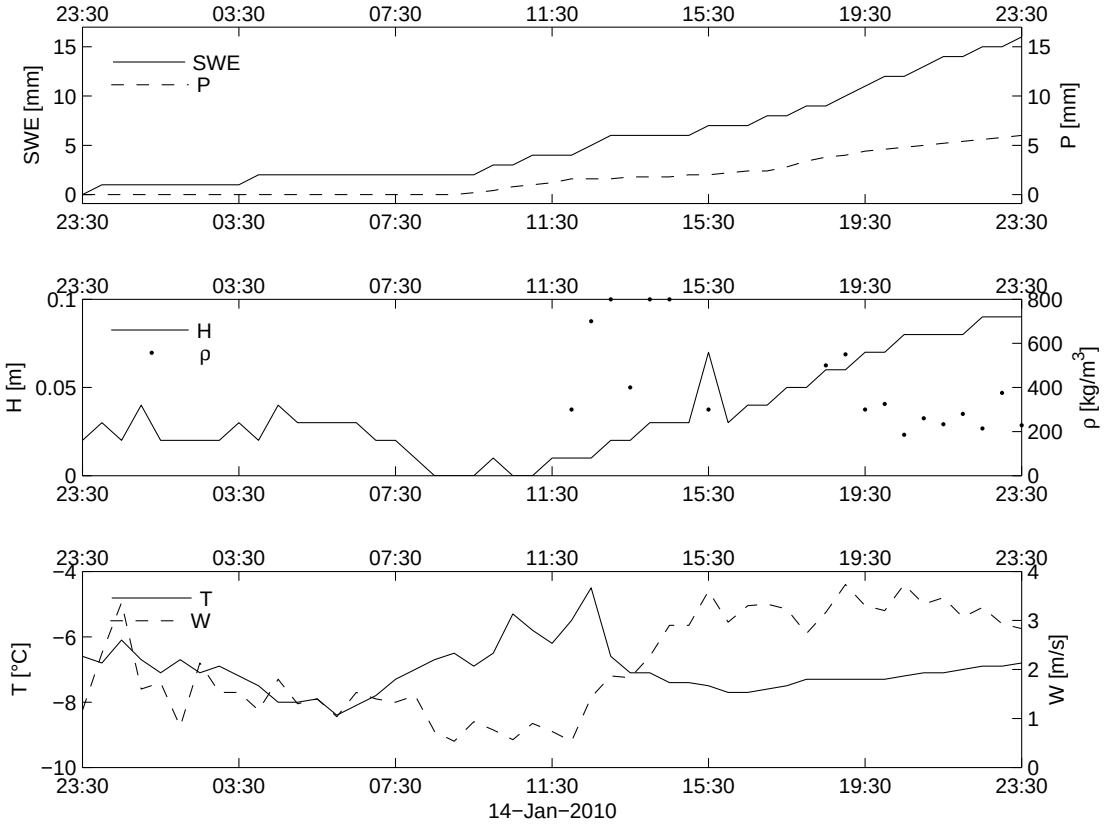

Figura 10.127: EVENTO 19

Tabella 10.127: EVENTO 19

	inizio	fine	Δ	media
SWE	207	223	16	-
P	503.4	509.4	6	-
H	1.00	1.07	0.07	-
ρ	-	-	-	229
T	-	-	-	-7.0
W	-	-	-	2.1

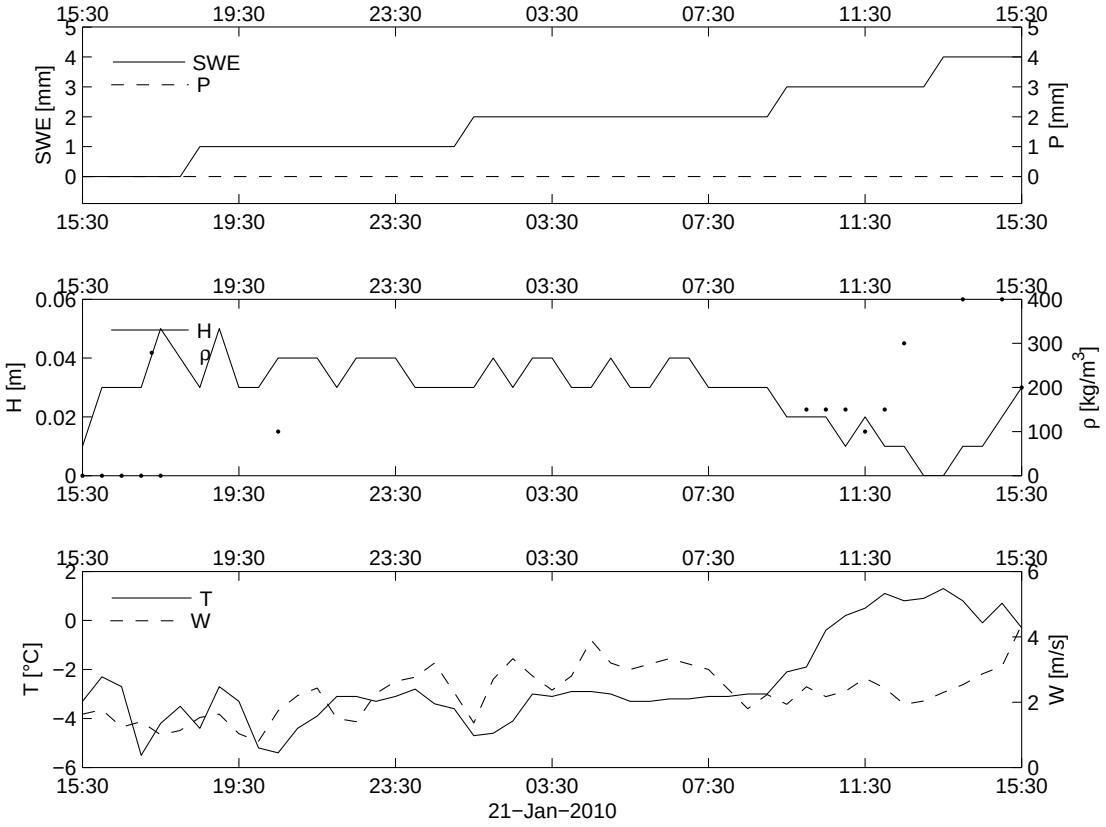

Figura 10.128: EVENTO 20

Tabella 10.128: EVENTO 20

	inizio	fine	Δ	media
SWE	216	220	4	-
P	509.4	509.4	0	-
H	0.79	0.81	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-2.6
W	-	-	-	2.3

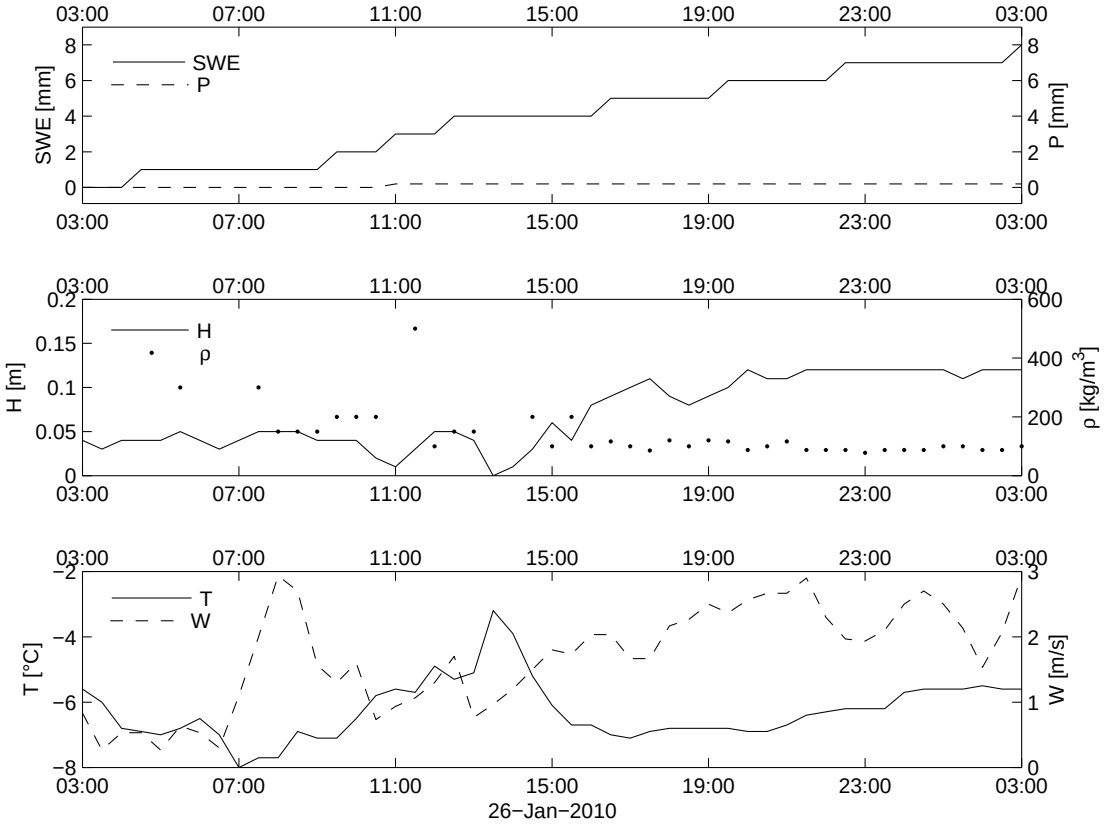

Figura 10.129: EVENTO 21

Tabella 10.129: EVENTO 21

	inizio	fine	Δ	media
SWE	230	238	8	-
P	509.4	509.6	0.2	-
H	0.79	0.87	0.08	-
ρ	-	-	-	100
T	-	-	-	-6.3
W	-	-	-	1.7

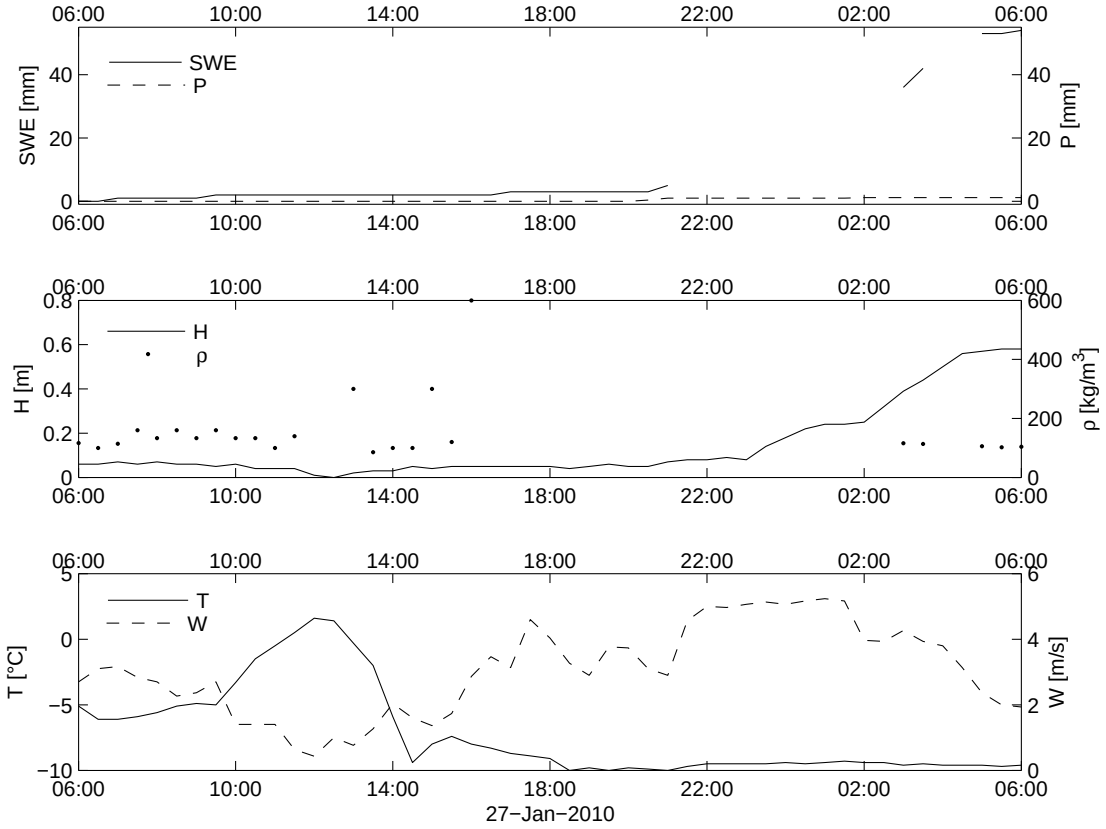

Figura 10.130: EVENTO 22

Tabella 10.130: EVENTO 22

	inizio	fine	Δ	media
SWE	238	292	54	-
P	509.6	510.8	1.2	-
H	0.85	1.37	0.52	-
ρ	-	-	-	104
T	-	-	-	-7.2
W	-	-	-	3.0

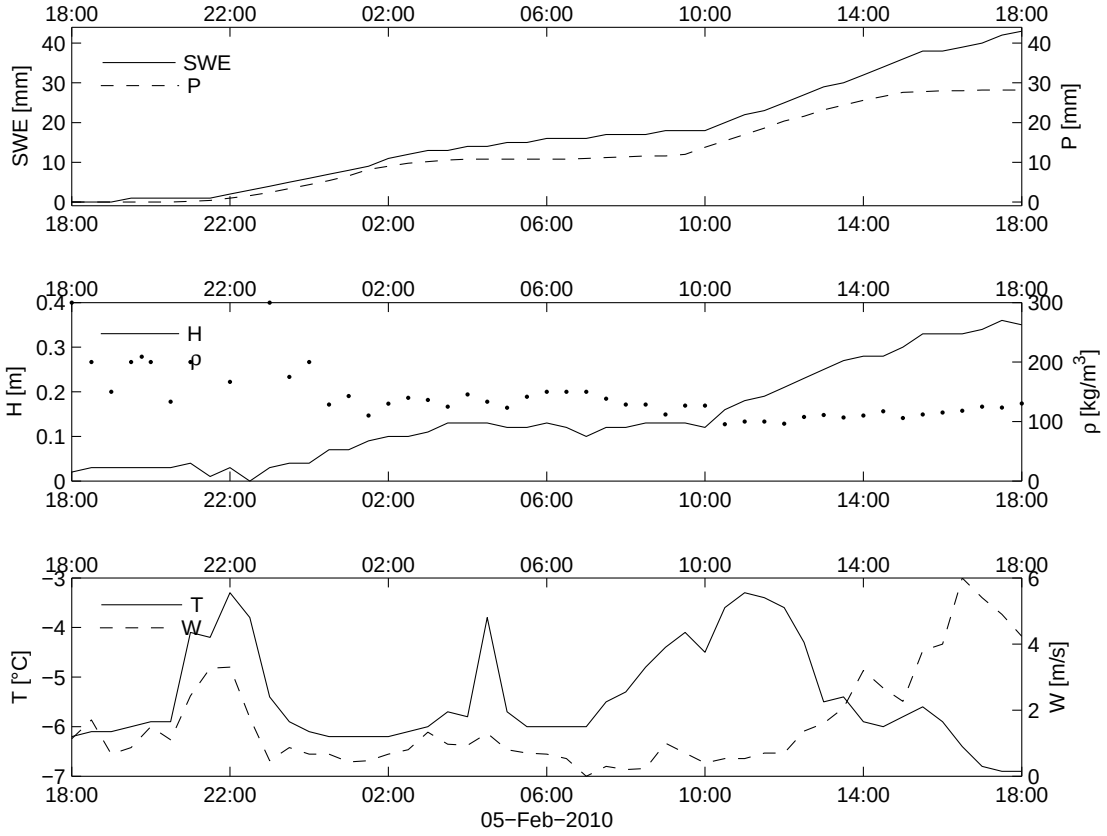

Figura 10.131: EVENTO 23

Tabella 10.131: EVENTO 23

	inizio	fine	Δ	media
SWE	273	316	43	-
P	510.8	539.0	28.2	-
H	0.87	1.20	0.33	-
ρ	-	-	-	130
T	-	-	-	-5.4
W	-	-	-	1.6

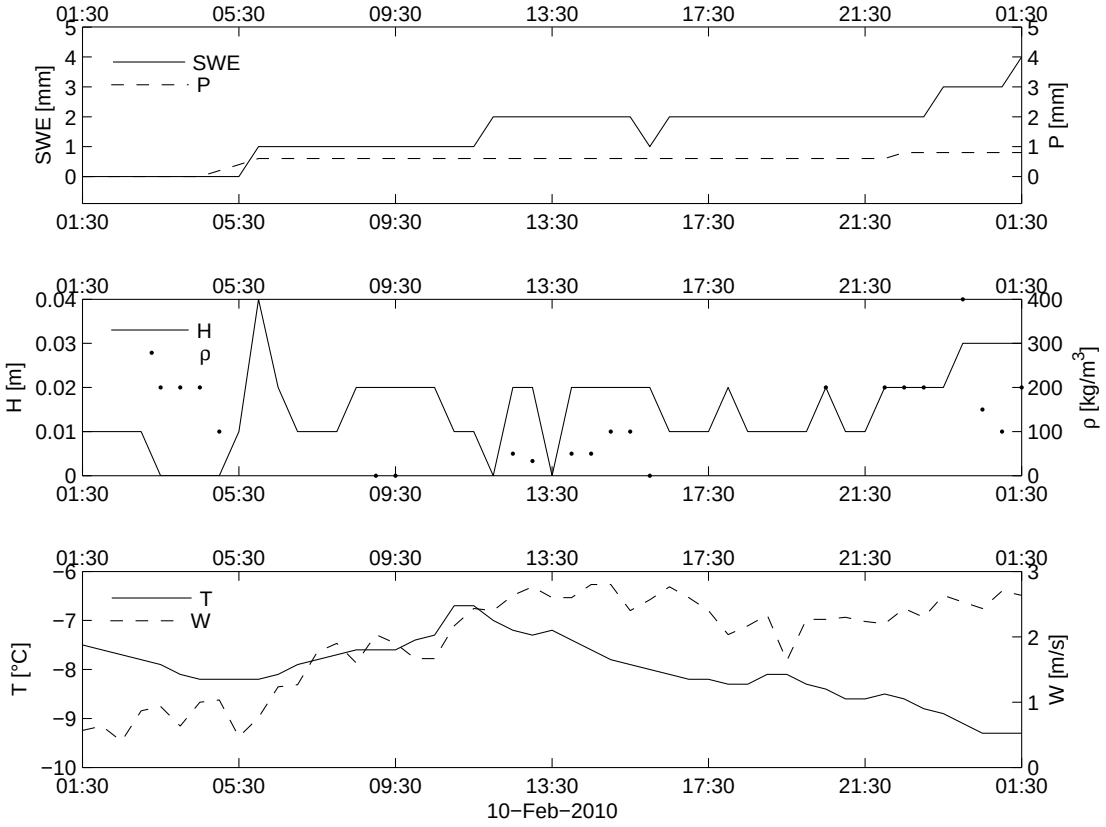

Figura 10.132: EVENTO 24

Tabella 10.132: EVENTO 24

	inizio	fine	Δ	media
SWE	316	320	4	-
P	539.2	540.0	0.8	-
H	1.10	1.12	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-8.0
W	-	-	-	1.9

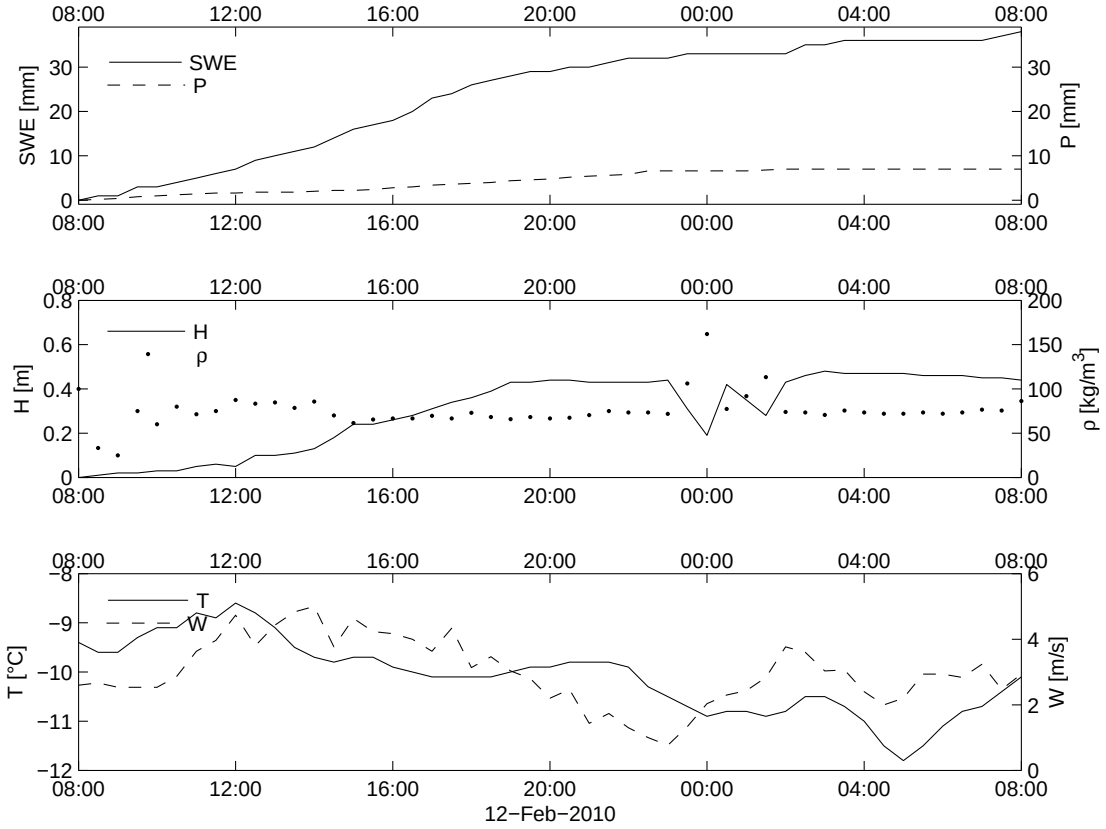

Figura 10.133: EVENTO 25

Tabella 10.133: EVENTO 25

	inizio	fine	Δ	media
SWE	321	359	38	-
P	540.2	547.2	7	-
H	1.12	1.56	0.44	-
ρ	-	-	-	86
T	-	-	-	-10.1
W	-	-	-	3.0

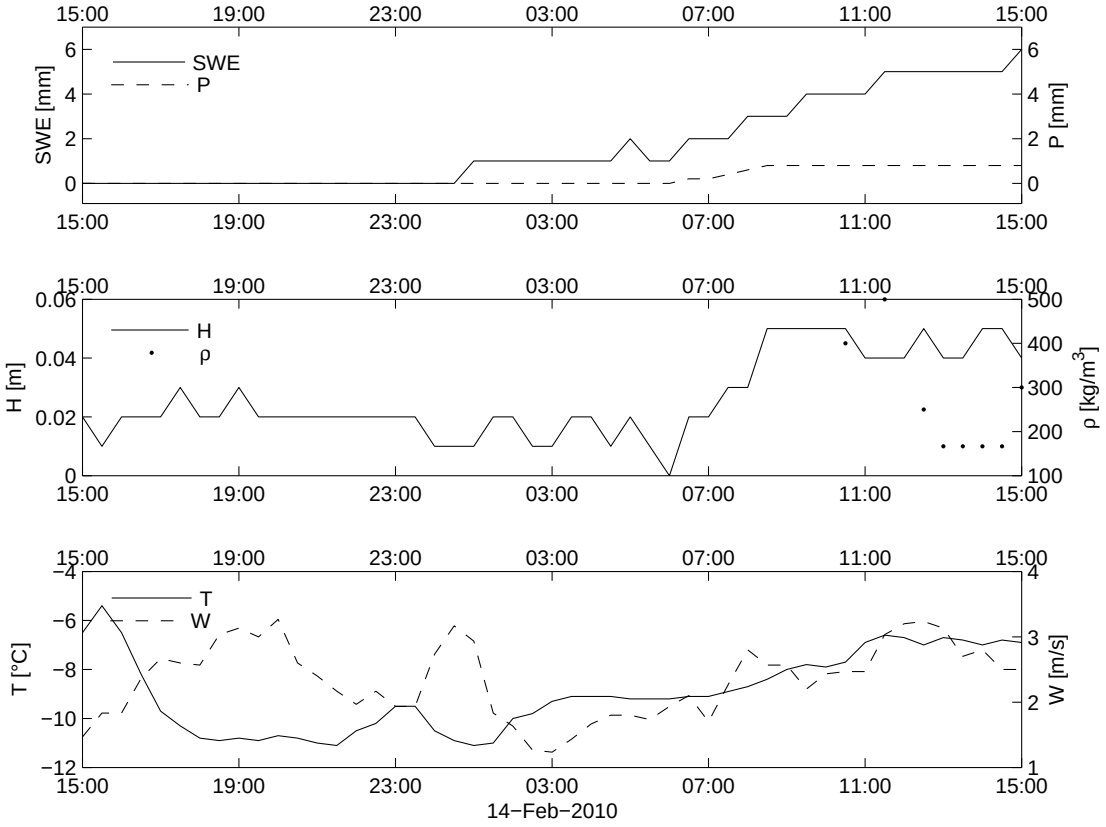

Figura 10.134: EVENTO 26

Tabella 10.134: EVENTO 26

	inizio	fine	Δ	media
SWE	360	366	6	-
P	547.2	548.0	0.8	-
H	1.41	1.43	0.02	-
ρ	-	-	-	300
T	-	-	-	-8.9
W	-	-	-	2.3

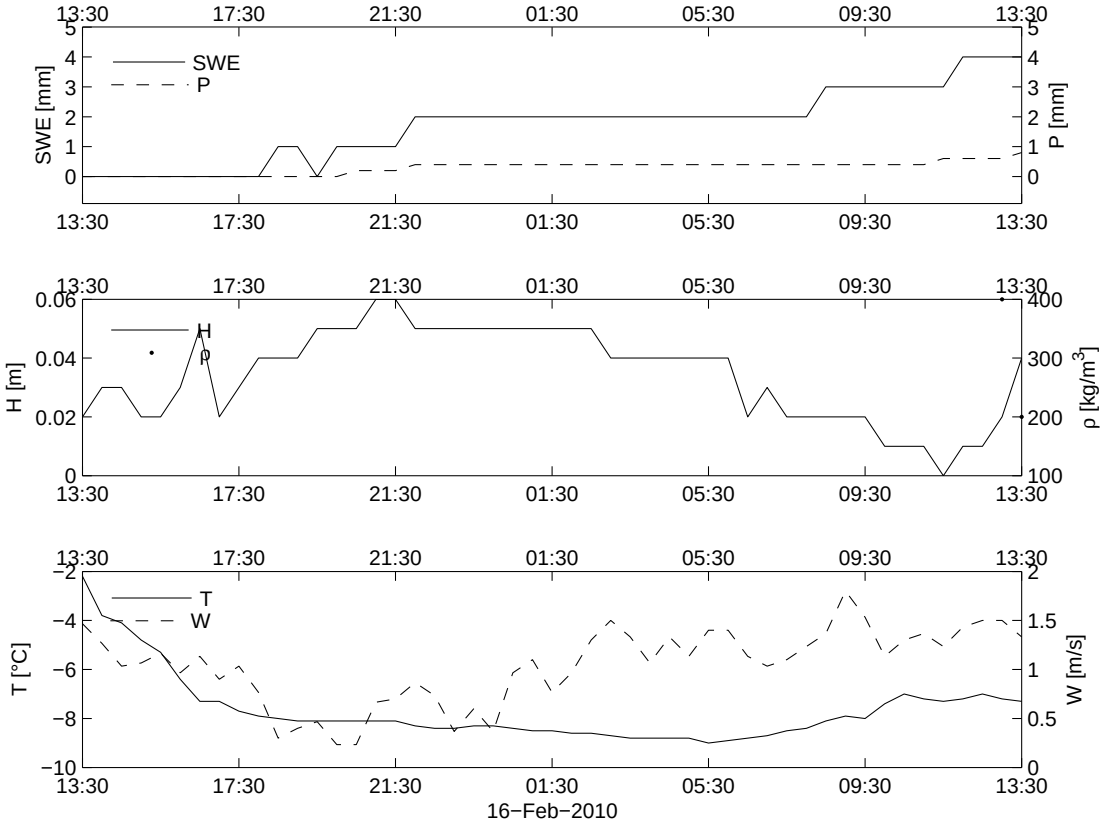

Figura 10.135: EVENTO 27

Tabella 10.135: EVENTO 27

	inizio	fine	Δ	media
SWE	367	371	4	-
P	548	548.8	0.8	-
H	1.35	1.37	0.02	-
ρ	-	-	-	200
T	-	-	-	-7.7
W	-	-	-	1.0

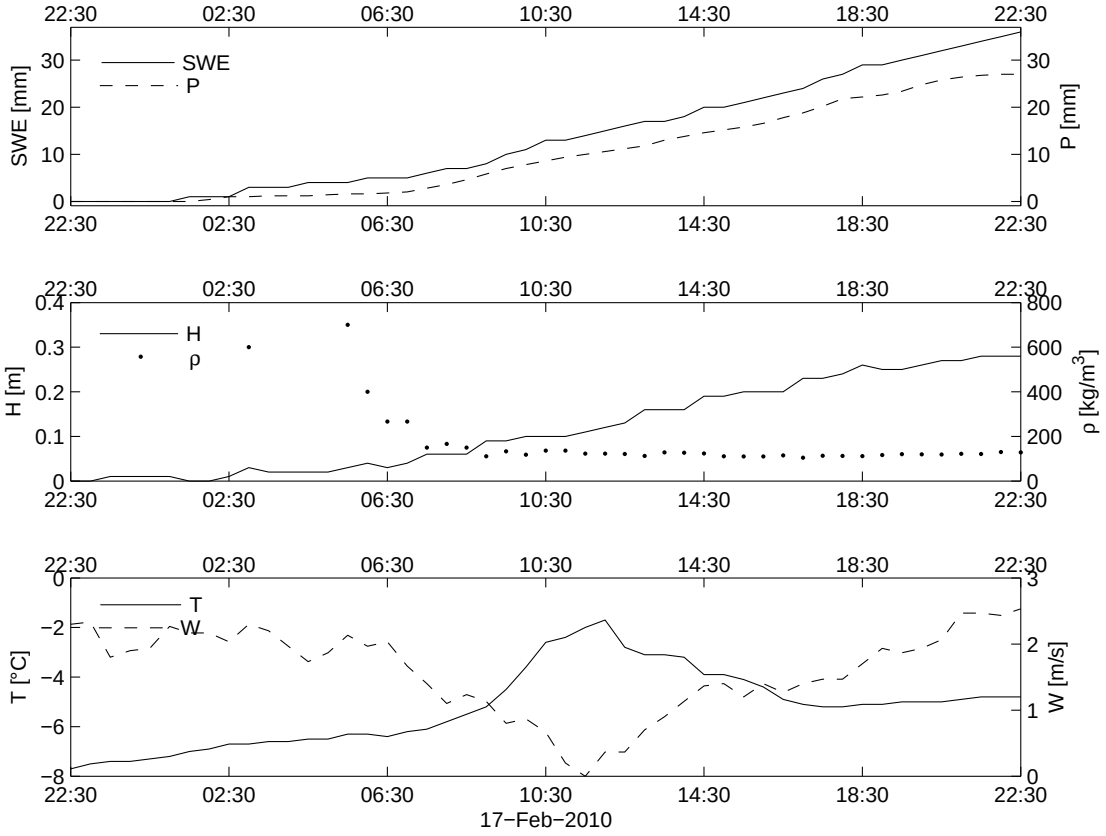

Figura 10.136: EVENTO 28

Tabella 10.136: EVENTO 28

	inizio	fine	Δ	media
SWE	372	408	36	-
P	548.8	575.8	27	-
H	1.35	1.63	0.28	-
ρ	-	-	-	129
T	-	-	-	-5.2
W	-	-	-	1.6

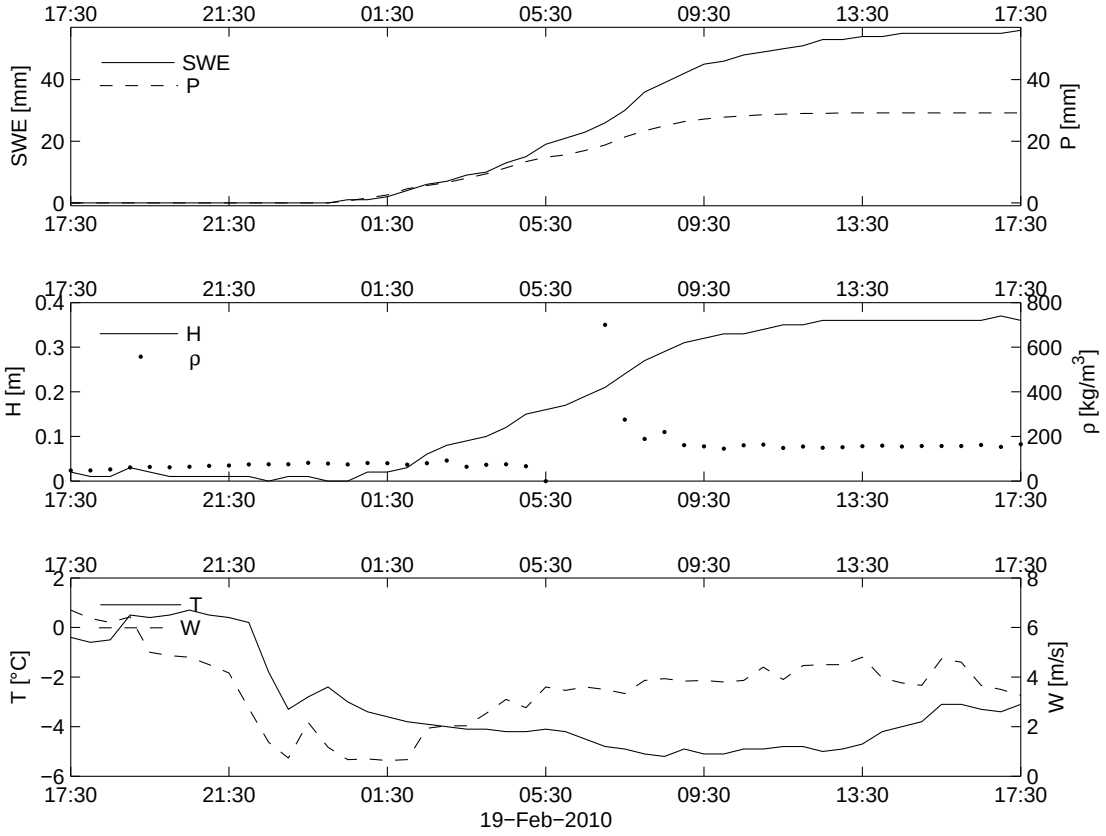

Figura 10.137: EVENTO 29

Tabella 10.137: EVENTO 29

	inizio	fine	Δ	media
SWE	390	446	56	-
P	575.8	605.0	29.2	-
H	1.41	1.75	0.34	-
ρ	-	-	-	165
T	-	-	-	-3.2
W	-	-	-	3.5

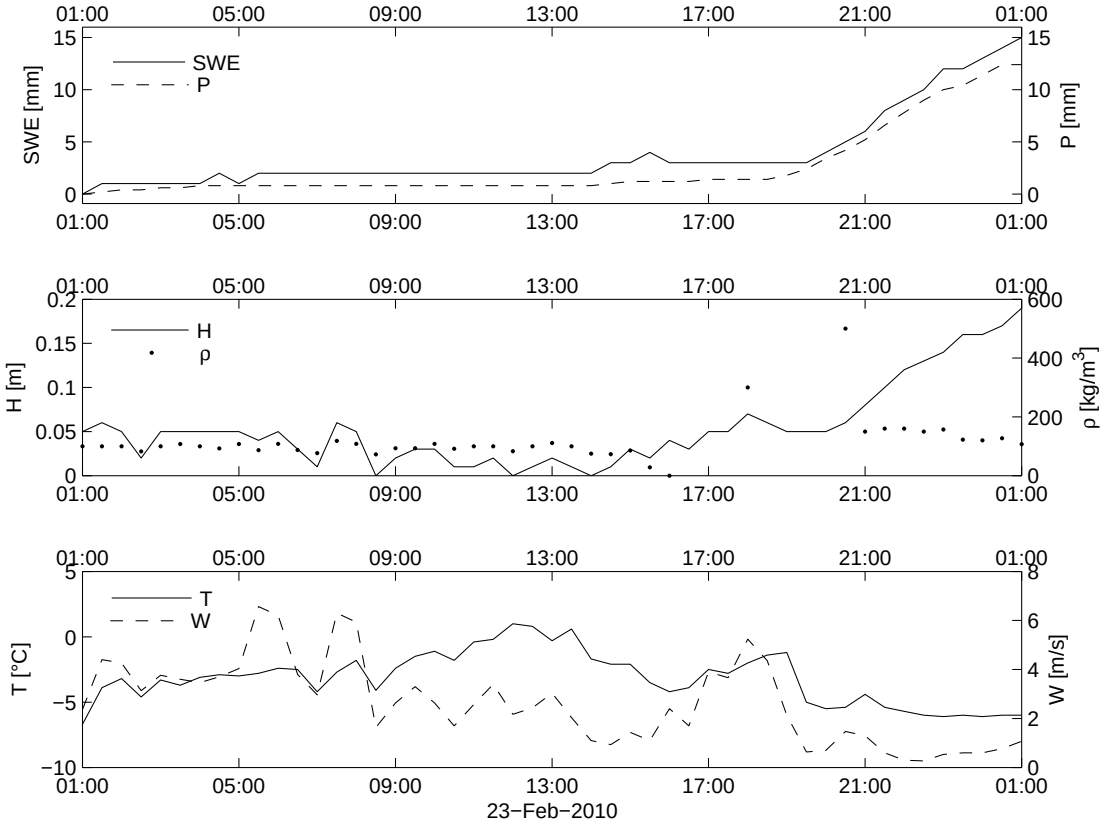

Figura 10.138: EVENTO 30

Tabella 10.138: EVENTO 30

	inizio	fine	Δ	media
SWE	429	444	15	-
P	605.8	618.2	12.4	-
H	1.51	1.65	0.14	-
ρ	-	-	-	107
T	-	-	-	-3.2
W	-	-	-	2.6

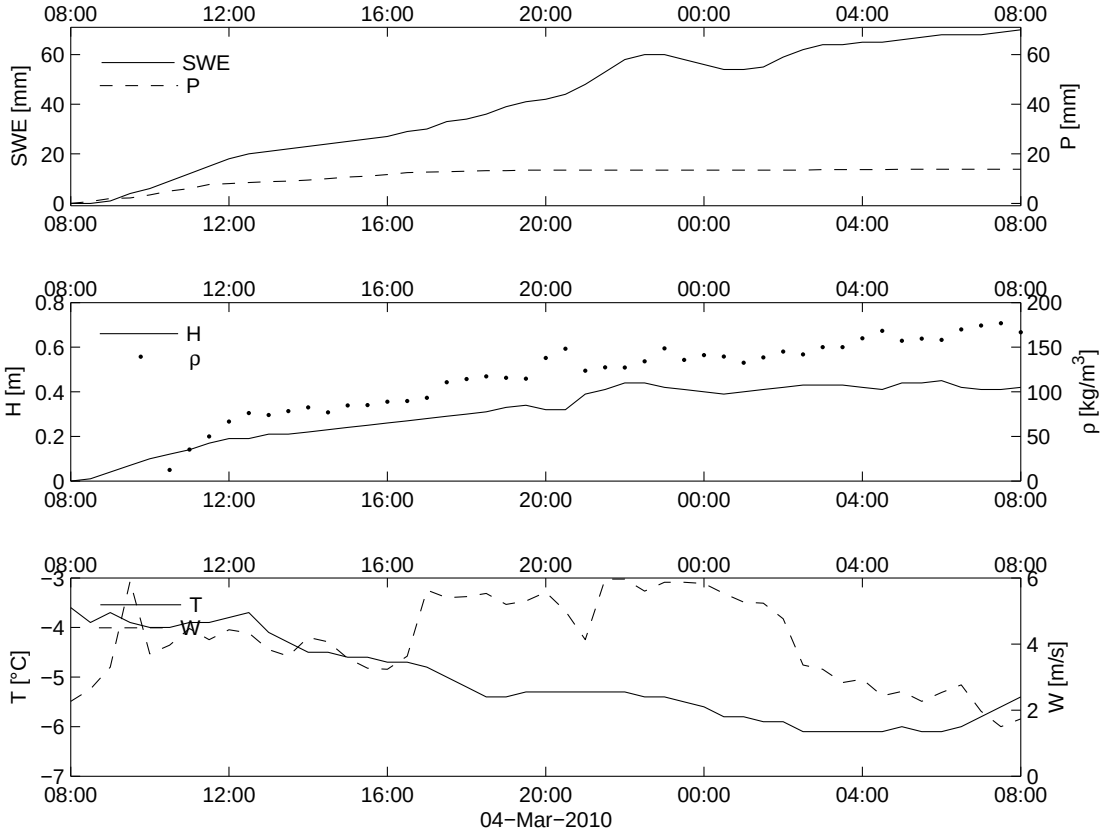

Figura 10.139: EVENTO 31

Tabella 10.139: EVENTO 31

	inizio	fine	Δ	media
SWE	408	478	70	-
P	626	639.8	13.8	-
H	1.39	1.81	0.42	-
ρ	-	-	-	167
T	-	-	-	-5.1
W	-	-	-	4.1

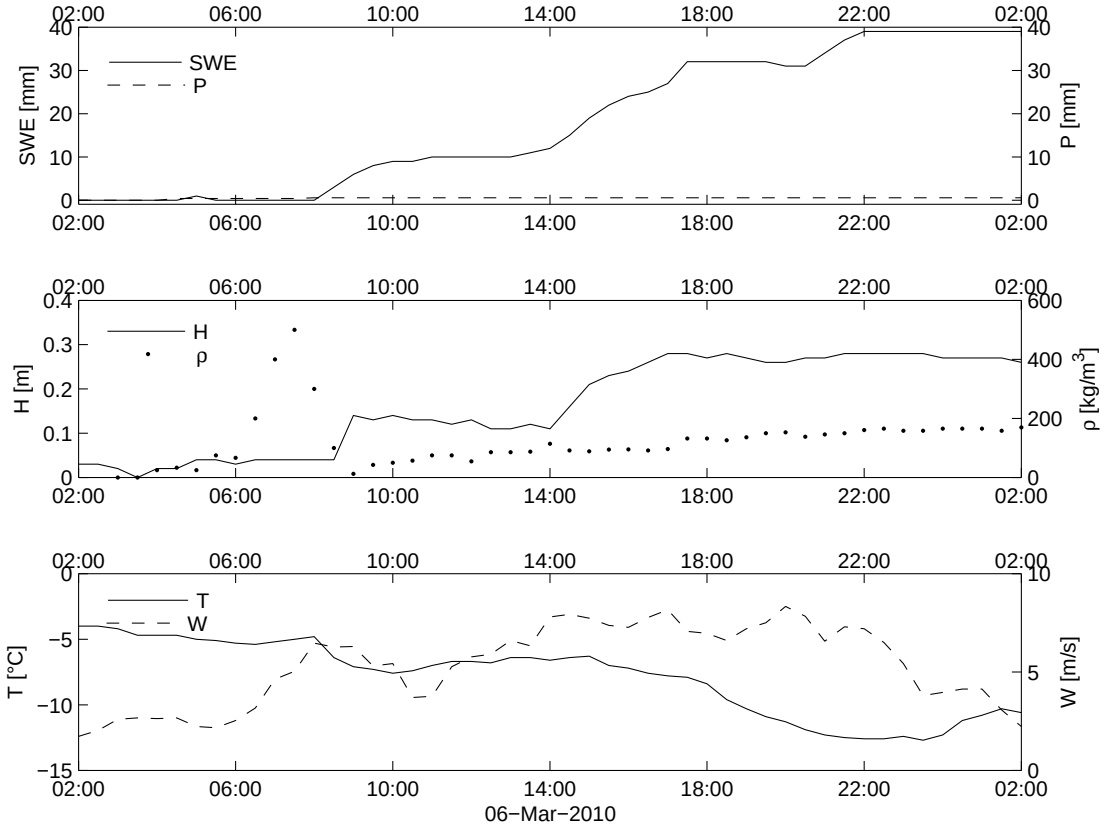

Figura 10.140: EVENTO 32

Tabella 10.140: EVENTO 32

	inizio	fine	Δ	media
SWE	472	511	39	-
P	639.8	640.4	0.6	-
H	1.78	2.01	0.23	-
ρ	-	-	-	170
T	-	-	-	-7.9
W	-	-	-	5.3

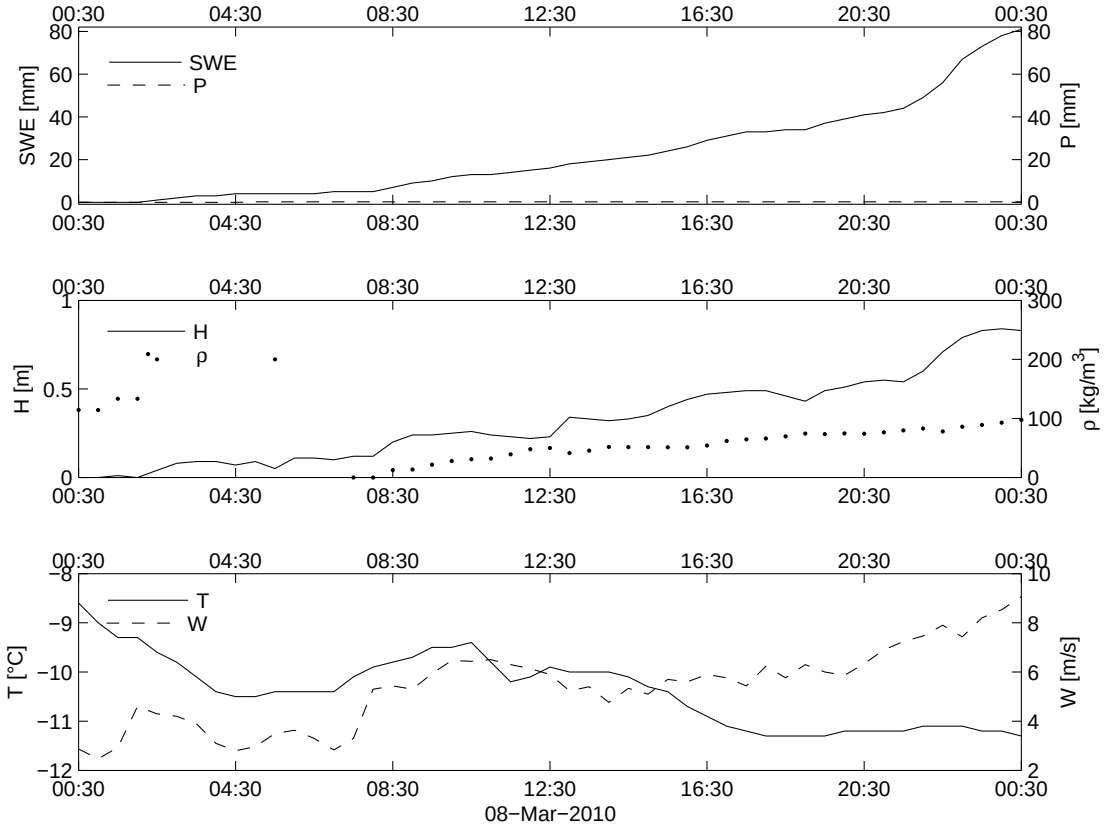

Figura 10.141: EVENTO 33

Tabella 10.141: EVENTO 33

	inizio	fine	Δ	media
SWE	503	584	81	-
P	640.4	640.6	0.2	-
H	1.95	2.78	0.83	-
ρ	-	-	-	98
T	-	-	-	-10.4
W	-	-	-	5.4

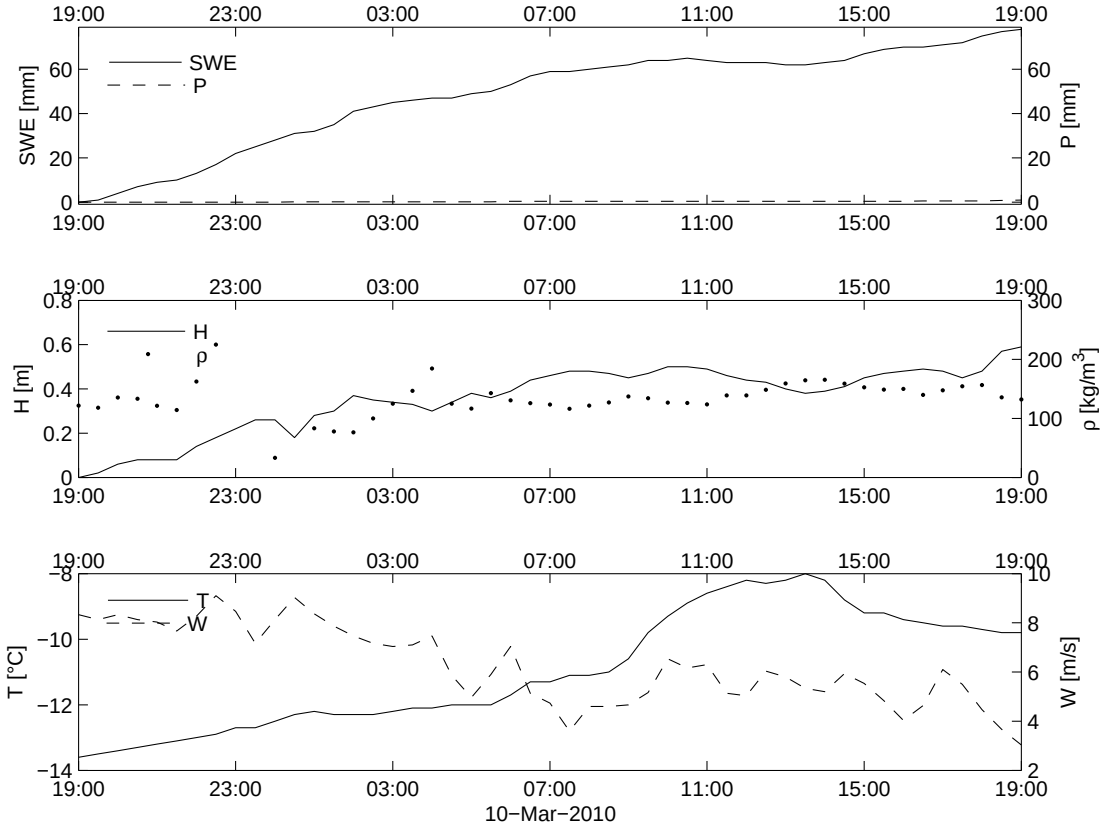

Figura 10.142: EVENTO 34

Tabella 10.142: EVENTO 34

	inizio	fine	Δ	media
SWE	546	624	78	-
P	640.6	641.6	1	-
H	2.25	2.84	0.59	-
ρ	-	-	-	132
T	-	-	-	-10.9
W	-	-	-	6.3

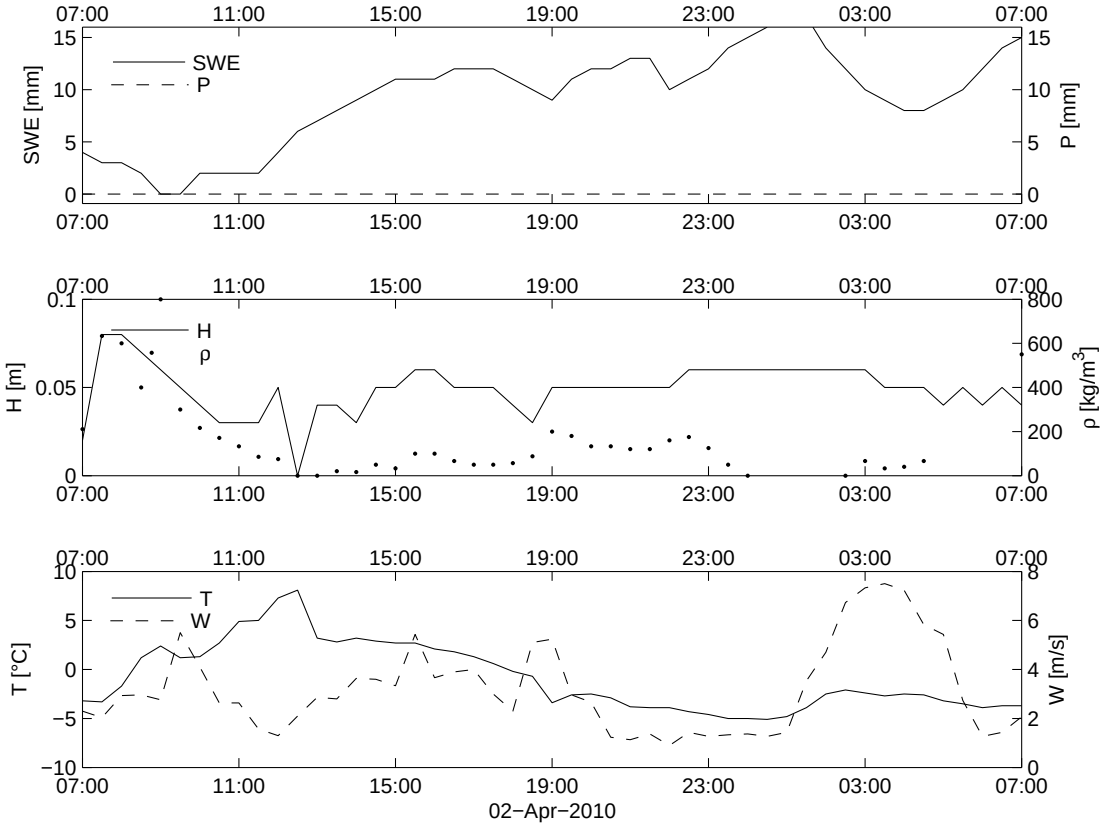

Figura 10.143: EVENTO 35

Tabella 10.143: EVENTO 35

	inizio	fine	Δ	media
SWE	513	524	11	-
P	677.4	677.4	0	-
H	1.48	1.50	0.02	-
ρ	-	-	-	550
T	-	-	-	-0.8
W	-	-	-	3.2

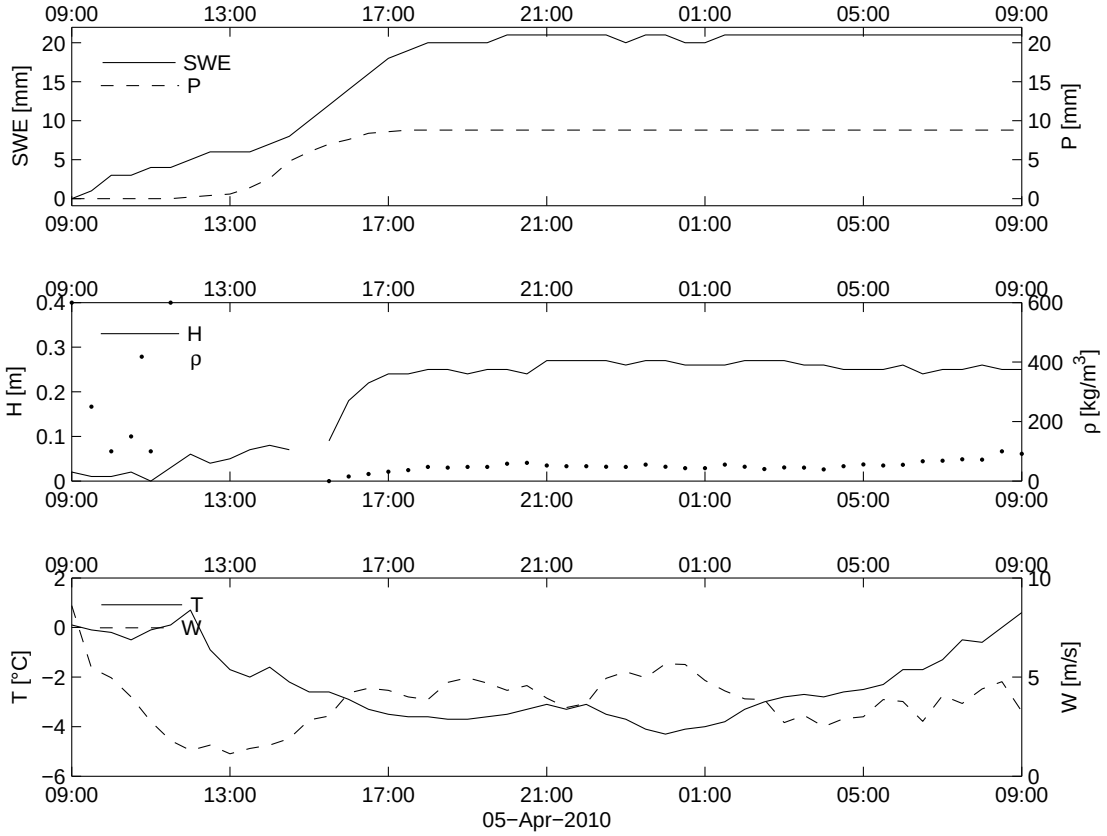

Figura 10.144: EVENTO 36

Tabella 10.144: EVENTO 36

	inizio	fine	Δ	media
SWE	492	513	21	-
P	677.8	686.6	8.8	-
H	1.45	1.68	0.23	-
ρ	-	-	-	91
T	-	-	-	-2.3
W	-	-	-	3.8

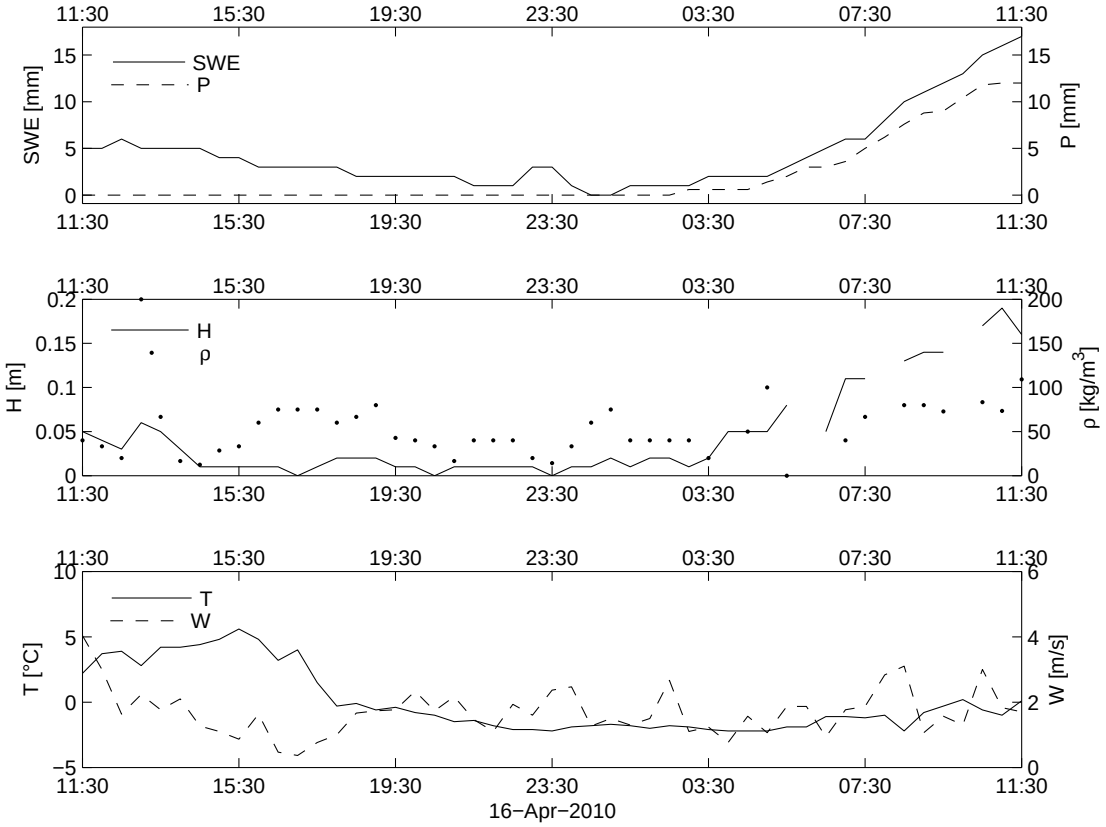

Figura 10.145: EVENTO 37

Tabella 10.145: EVENTO 37

	inizio	fine	Δ	media
SWE	562	574	12	-
P	699.2	711.2	12	-
H	1.72	1.83	0.11	-
ρ	-	-	-	109
T	-	-	-	0.0
W	-	-	-	1.7