

POLITECNICO DI MILANO
Facoltà di Ingegneria
Dipartimento IIAR



**PROCESSI IDROLOGICI NELLA
MODELLISTICA DI PIENA:
ANALISI DI UN SISTEMA DI PREALLERTA
PER IL BACINO DEL FIUME ARNO**

Giovanni RAVAZZANI

Dissertazione per il conseguimento del
Titolo di Dottore di Ricerca in
Ingegneria Idraulica

XVI CICLO

Tutore: Prof. Marco Mancini

Coordinatore: Prof. Renzo Rosso

Milano, Aprile 2004

..a mia moglie, Sara

RINGRAZIAMENTI

Vorrei ringraziare innanzitutto il mio tutore Prof. Marco Mancini per il supporto apportato al percorso formativo di questi tre anni di dottorato, accrescendo la mia propensione verso l'attività di ricerca scientifica.

Ringrazio inoltre il segretario dell'Autorità di Bacino del Fiume Arno, Prof. Ing. Giovanni Menduni che, insieme a tutto il suo staff, ha sempre mostrato grande competenza ed intraprendenza. In particolare ringrazio Silvia Giubbilini, Laura Benvenuti, Marco Redini e Marcello Brugioni con i quali ho avuto il piacere di collaborare direttamente.

Un particolare ringraziamento va all' Ing. Bernardo Mazzanti del Servizio Idrografico e Mareografico, ufficio di Pisa.

Ringrazio, inoltre, il Prof. Paolo Burlando dell'*Institute of Hydromechanics and Water Resources Management* di Zurigo per il supporto fornito nell'ambito della modellistica per la generazione di dati di pioggia sintetici.

Non vorrei dimenticare i miei colleghi Alessandro, Michele, Elena, Donata, Jacopo, Laura e soprattutto Paolo per l'aiuto diretto e indiretto prestatomi.

Per ultimo, ma non in ordine di importanza, vorrei ringraziare mia moglie Sara per avermi sempre incoraggiato ad andare avanti in ogni situazione.

INDICE

RINGRAZIAMENTI	V
ELENCO DELLE FIGURE	IX
ELENCO DELLE TABELLE	XIV
1 INTRODUZIONE	1
1.1 LA SOGLIA PLUVIOMETRICA DI ALLERTA IDROLOGICA	5
1.2 STRUTTURA DELLA TESI	6
PARTE 1 MODELLISTICA IDROLOGICA	9
2 IL BACINO DEL FIUME ARNO	11
2.1 INQUADRAMENTO GENERALE.....	11
2.1.1 Sottobacini principali.....	14
2.1.2 Aspetti geologici	17
2.1.3 Aspetti idrogeologici	18
2.1.4 Aspetti climatici.....	20
2.2 LE PIENE STORICHE	21
2.3 I PROVVEDIMENTI NORMATIVI.....	25
2.3.1 Contesto di pianificazione del bacino dell'Arno.....	27
2.4 IL PROGRAMMA DI INTERVENTI.....	27
3 MODELLAZIONE DELLA RISPOSTA IDROLOGICA	29
3.1 MODELLISTICA IDROLOGICA APPLICATA ALLE SOGLIE PLUVIOMETRICHE.....	31
3.2 SOGLIE PLUVIOMETRICHE TRAMITE MODELLISTICA IDROLOGICA DISTRIBUITA	36
3.2.1 Il periodo di ritorno delle soglie pluviometriche	44
3.3 SOGLIE PLUVIOMETRICHE TRAMITE MODELLISTICA IDROLOGICA CONCENTRATA	47
3.4 RISULTATI A CONFRONTO.....	49
3.5 EFFETTI DEGLI INVASI DI LAMINAZIONE IN PROGETTO	52
3.5.1 Schematizzazione delle casse di espansione.....	53
3.5.2 Effetti sulle soglie pluviometriche	54
4 PARAMETRIZZAZIONE DELLA CONDIZIONE DI UMIDITÀ DEL SUOLO ANTECEDENTE AD EVENTI DI PIENA	59
4.1 CONFRONTO TRA VOLUMI OSSERVATI E CALCOLATI CON IL METODO DEL CURVE NUMBER 61	
4.2 MODIFICA DELLE CLASSI AMC	71
4.3 FATTORI DI INFLUENZA DELLA CLASSE AMC.....	73
5 I PESI GEOMORFOLOGICI	77
5.1 IL RAGGUAGLIO CON I PESI GEOMORFOLOGICI.	78
5.2 LA VALUTAZIONE DEI PESI GEOMORFOLOGICI.....	79
5.3 ANALISI DEGLI EVENTI STORICI	87
PARTE 2 IL MODELLO DI PREALLERTA IN TEMPO REALE	91
6 IL SISTEMA DI PREALLERTA "MIMI"	93

6.1	LE SEZIONI CRITICHE.....	93
6.2	IL MODELLO IN TEMPO REALE: MIMI.....	95
6.2.1	<i>Dati in ingresso</i>	96
6.2.2	<i>Integrazione dei dati</i>	96
6.2.3	<i>Architettura del sistema</i>	97
	Data server.....	97
	Hydro Model Server.....	98
	GUI – Client.....	98
6.2.4	<i>Scenario d'uso</i>	99
6.3	MONITORAGGIO DELL'EVENTO DEL 1 NOVEMBRE 2003.....	101
7 ANALISI DI AFFIDABILITÀ: GLI EVENTI STORICI		105
7.1	LA DEFINIZIONE DI EVENTO PLUVIOMETRICO	105
7.2	ASPETTI DELL'ANALISI DI AFFIDABILITÀ	107
7.3	RISULTATI DELL'ANALISI DI AFFIDABILITÀ	109
7.4	L'EVENTO DI PIENA DEL 1966	110
8 ANALISI DI AFFIDABILITÀ: I DATI SINTETICI		113
8.1	I DATI SINTETICI	113
8.1.1	<i>Validazione dei dati sintetici puntuali</i>	114
8.1.2	<i>I pluviometri rappresentativi</i>	116
8.2	RISULTATI DELL'ANALISI DI AFFIDABILITÀ	118
8.3	DISTRIBUZIONE TEMPORALE DEGLI ALLARMI	120
8.4	MODIFICHE ALLA DEFINIZIONE DI EVENTO PLUVIOMETRICO	122
8.5	TEMPI MEDI DI PREALLARME	124
9 CONCLUSIONI		125
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI		131
APPENDICE A IL MODELLO IDROLOGICO DISTRIBUITO FEST98RS.....		137
APPENDICE B IL METODO DEL SOIL CONSERVATION SERVICE.....		143
B.1	LE BASI DEL MODELLO DEL CURVE NUMBER.....	143
B.2	LA TECNICA DELL'SCS CURVE NUMBER	144
B.2.1	<i>Antecedent Moisture Condition</i>	146
B.2.2	<i>Litologia e Uso del Suolo</i>	147
APPENDICE C L' I.U.H. GEOMORFOLOGICO.....		151
C.1	L'IDROGRAMMA UNITARIO ISTANTANEO GEOMORFOLOGICO	151
C.2	L'EQUIVALENZA CON IL MODELLO DI NASH	154
APPENDICE D IL MODELLO DI GENERAZIONE DELLE PIOGGE.....		157

ELENCO DELLE FIGURE

Figura 1.	Valori dei danni causati da piene negli USA: valori attualizzati con il tasso di inflazione.	2
Figura 2.	Identificazione di una situazione di allerta mediante l'impiego della soglia pluviometrica.	6
Figura 3.	Il bacino idrografico del fiume Arno.	11
Figura 4.	I sottobacini principali in cui è suddiviso il bacino dell'Arno.	12
Figura 5.	Morfologia e idrografia del bacino dell'Arno.	13
Figura 6.	Estensione dell'area inondata durante l'alluvione del 1844, da una mappa di Manetti (1847).	22
Figura 7.	Ietotipi di pioggia a diversi andamenti di intensità adottati nella stima delle soglie pluviometriche di preallerta.	33
Figura 8.	Schema di simulazione idrologica per la determinazione delle soglie pluviometriche di preallerta per un generico sito fluviale.	34
Figura 9.	Legame tra altezza di pioggia ragguagliata, portata di picco e tempo di picco per diverse durate di pioggia e ietotipi 1 e 2. Bacino del Casentino chiuso alla sezione di Subbiano.	35
Figura 10.	Legame tra altezza di pioggia ragguagliata, portata di picco e tempo di picco per diverse durate di pioggia e ietotipo 3. Bacino del Casentino chiuso alla sezione di Subbiano.	36
Figura 11.	Ricerca del minimo con il metodo dell'interpolazione parabolica.	37
Figura 12.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita. Sezioni di Nave di Rosano, S. G.Valdarno, Rignano, Rassina, Subbiano, Vicchio.	42
Figura 13.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita. Sezioni di Contea, Rufina, Sagginale, Pontassieve, Poggio a Caiano, Quarrata, S.Piero a Ponti.	43
Figura 14.	Suddivisione dell'area di indagine in quattro zone omogenee nei riguardi delle piogge intense.	44
Figura 15.	a) Isolinee del parametro m_1 e b) isolee del parametro m_G	45
Figura 16.	Tempi di ritorno delle soglie del bacino dell'Alta Val d'Arno.	46
Figura 17.	Tempi di ritorno delle soglie del bacino del Casentino.	46
Figura 18.	Tempi di ritorno delle soglie del bacino della Sieve.	46

Figura 19. Confronto tra soglie pluviometriche calcolate con il modello idrologico distribuito (linea continua) e con il modello concentrato (linea tratteggiata) per la sezione critica di Subbiano. Ietotipo 1 e 2.....	49
Figura 20. Confronto tra soglie pluviometriche calcolate con il modello idrologico distribuito (linea continua) e con il modello concentrato (linea tratteggiata) per la sezione critica di Subbiano. Ietotipo 3.....	50
Figura 21. Sezione di Subbiano: curve area-tempo calcolate dal modello a parametri concentrati e da quello distribuito. Il modello distribuito determina un contributo più rapido delle aree al deflusso nella sezione di chiusura.....	50
Figura 22. Sezione di Subbiano: curve area-tempo relative ad una precipitazione di intensità netta 6.15 mm/ora (corrispondente alla soglia AMC1-ietotipo 1, 3 ore) e relative ad una precipitazione di intensità netta 2.94 mm/ora (corrispondente alla soglia AMC1-ietotipo 1, 24 ore).	51
Figura 23. Pioggia netta calcolata con il modello distribuito e con il modello a parametri concentrati a parità di pioggia lorda. La differenza tra i valori ottenuti dai due modelli è molto più significativa nel caso di condizioni di umidità del suolo di tipo AMC1.	52
Figura 24. Semplificazione della geometria delle casse.	53
Figura 25. Bacino del Casentino con l'ubicazione delle casse di espansione previste. ...	54
Figura 26. Effetti delle casse di espansione in progetto sulle soglie pluviometriche per la sezione di Subbiano. Vengono mostrate con la linea continua le soglie senza invasi e con la linea tratteggiata come variano in presenza di invasi di laminazione. Ietotipo 1 e 2.	55
Figura 27. Effetti delle casse di espansione in progetto sulle soglie pluviometriche per la sezione di Subbiano. Vengono mostrate con la linea continua le soglie senza invasi e con la linea tratteggiata come variano in presenza di invasi di laminazione. Ietotipo 3.	56
Figura 28. Confronto tra le soglie pluviometriche in presenza ed in assenza di invasi (rispettivamente "soglia invasi" e "soglia originale"), caso generico di Ietotipo y e condizione di imbibimento iniziale AMC x.	57
Figura 29. Rapporto tra il CN teorico, ottenuto applicando il metodo SCS, e il CN osservato per gli eventi esaminati.	70
Figura 30. Confronto tra CN osservati e teorici per i nuovi indici di pioggia della classe AMC. Dall'angolo in alto a sinistra in senso orario: sezione di Subbiano, Nave di Rosano, San Giovanni alla Vena e Fornacina.	72
Figura 31. Legame tra le soglie pluviometriche inferiori (AMC1/AMC2) e gli indici topografici dei bacini.....	75
Figura 32. Legame tra le soglie pluviometriche superiori (AMC2/AMC3) e gli indici topografici dei bacini.....	75
Figura 33. Suddivisione del bacino del Casentino in aree elementari per la valutazione delle mappe di pesi geomorfologici.	79

Figura 34.	Formazione di deflusso su un area poco permeabile (A) e un area molto permeabile (B). Successiva propagazione del deflusso A lungo un percorso con scarsa laminazione (A1) e con elevata laminazione (A2).....	80
Figura 35.	Confronto tra simulazione globale e locale.	82
Figura 36.	Mappe dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino. I pesi sono funzione della durata dell'evento di precipitazione e della condizione di umidità del suolo antecedente l'evento. I pesi sono espressi in valore percentuale con i valori maggiori rappresentati dal colore più scuro: valori variabili tra 0 e 6.5%. Mappe per durate di 3 e 6 ore.	84
Figura 37.	Mappe dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino. I pesi sono funzione della durata dell'evento di precipitazione e della condizione di umidità del suolo antecedente l'evento. I pesi sono espressi in valore percentuale con i valori maggiori rappresentati dal colore più scuro: valori variabili tra 0 e 6.5%. Mappe per durate di 12 e 24 ore.	85
Figura 38.	Effetto della durata sulla distribuzione dei pesi geomorfologici: deviazione standard per le tre diverse classi di AMC per il bacino del Casentino.	86
Figura 39.	Mappa del parametro CN2 per il bacino del Casentino.	86
Figura 40.	Indice di correlazione tra i valori del parametro CN nelle tre condizioni di AMC ed i corrispondenti valori del peso geomorfologico per il bacino del casentino.	87
Figura 41.	Esame del comportamento del modello di allarme MIMI con il metodo di ragguglio della pioggia facente uso dei pesi geomorfologici.....	90
Figura 42.	Sezioni critiche individuate sul corso dell'Arno e su alcuni dei suoi affluenti...	95
Figura 43.	Architettura del sistema MIMI.....	97
Figura 44.	L'operatore visualizza la situazione in base ai dati misurati. Nell'esempio quattro sezioni presentano eventi iniziati (triangolo blu), le altre sono invece in una situazione di assenza di evento (quadrato blu). Sono inoltre visibili i pluviografi (in arancione), le principali località (in giallo), i confini del sottobacino selezionato relativo alla sezione di Subbiano (linea nera), il reticolo idrografico (linee blu) e il DTM.	99
Figura 45.	L'operatore "clicca" sull'opzione previsione e poi sull'ora di interesse, per visualizzare la situazione prevista. Nell'esempio otto sezioni presentano una situazione di pre-allerta (triangolo rosso).	100
Figura 46.	L'operatore può visualizzare i diagrammi di precipitazione aggregata e cumulata per ogni sezione critica in cui è in atto un evento. I diagrammi mostrano in blu i dati misurati e in verde quelli previsti. In rosso è mostrata la soglia attualmente utilizzata.....	100
Figura 47.	Bollettino di crisi emanato dall'Autorità di Bacino in data 31 Ottobre 2003. ..	101
Figura 48.	Immagine Meteosat della perturbazione transitata sull'Italia il giorno precedente all'evento alluvionale.	102

Figura 49.	Cumulata di pioggia per il bacino della Sieve alle ore 19:00 (a) e del 1 Novembre e alle ore 7:30 del 2 Novembre (c), e corrispondente situazione generale visualizzata dal MIMI-client (b,d).	102
Figura 50.	a) livelli idrici registrati all'idrometro di Fornacina (dati dell'Ufficio Idrografico di Pisa) e b) livello massimo raggiunto dalla piena alla stessa sezione trasversale...	103
Figura 51.	Criterio di individuazione degli eventi adottato dal sistema MIMI.	107
Figura 52.	Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: a) NESSUN ALLARME, b) GIUSTO ALLARME.	108
Figura 53.	Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: a) FALSO ALLARME, b) MANCATO ALLARME.	108
Figura 54.	Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: ALLARME TARDIVO	108
Figura 55.	Intensità di pioggia oraria registrata dalle stazioni di misura del bacino dell'Arno durante l'evento catastrofico del 1966.	110
Figura 56.	Pioggia totale registrata ai pluviometri durante l'evento del 1966.	110
Figura 57.	Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Nave di Rosano.	111
Figura 58.	Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Subbiano.	111
Figura 59.	Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Pontassieve.	112
Figura 60.	Distribuzione dei pluviometri nell'ambito del progetto POPSICLE sul bacino dell'Arno.	114
Figura 61.	Confronto tra giorni medi di pioggia annui e precipitazione media risultati dall'esame dei 500 anni di dati sintetici e dei dati storici per gli anni compresi tra il 1992 e il 2000.	115
Figura 62.	Confronto tra le linee segnalatrici ricavate dall'elaborazione dei dati storici di massima intensità di pioggia per diverse durate disponibili dall'anno 1923, con le linee segnalatrici elaborate a partire dalle serie temporali di 500 anni di dati sintetici.	116
Figura 63.	Mappa del parametro μ_c nel mese di Gennaio derivata dall'interpolazione dei dati puntuali mediante la tecnica del Kriging.	117
Figura 64.	Effetto dell'intermittenza della pioggia sul prolungamento dell'evento per bacini idrografici molto estesi caratterizzati da elevati tempi di corrivazione.	121
Figura 65.	Criterio di individuazione degli eventi adottato dal sistema MIMI modificato con l'utilizzo del dato di portata.	122
Figura 66.	Soglie pluviometriche di preallerta per la sezione critica di Subbiano (bacino del Casentino).	126
Figura 67.	Rapporto tra il CN teorico, ottenuto applicando il metodo SCS, e il CN osservato per gli eventi esaminati.	127
Figura 68.	Legame tra le soglie pluviometriche inferiori (AMC1/AMC2) (a) e superiori (AMC2/AMC3) (b) e gli indici topografici dei bacini.	128

Figura 69.	a) Mappa dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino relativi a durata 6 ore ed AMC2; b) mappa del CN.	129
Figura 70.	Schema del modello FEST98RS.....	138
Figura 71.	Discretizzazione spazio temporale nel metodo Muskingum – Cunge.	141
Figura 72.	Andamento delle variabili del modello SCS-CN.....	145
Figura 73.	Abaco per la determinazione della pioggia netta cumulata.	146
Figura 74.	Approssimazione di un idrogramma unitario istantaneo con un triangolo che abbia le coordinate del vertice uguali a quelle del picco dell'IUH.	152
Figura 75.	Rappresentazione schematica del modello NSRP.	157

ELENCO DELLE TABELLE

Tabella I.	Superfici dei sottobacini secondo due criteri di suddivisione.....	13
Tabella II.	Eventi di piena che hanno interessato la regione Toscana dal 1918 al 1990..	23
Tabella III.	Principali piene storiche di Firenze dal 1177 al 1966	24
Tabella IV.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Nave di Rosano.....	37
Tabella V.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di San Giovanni Valdarno.....	38
Tabella VI.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rignano.....	38
Tabella VII.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rassina.....	38
Tabella VIII.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Subbiano.....	38
Tabella IX.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Vicchio.....	39
Tabella X.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Contea.....	39
Tabella XI.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rufina.....	39
Tabella XII.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Sagginale.....	40
Tabella XIII.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Pontassieve.....	40
Tabella XIV.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Poggio a Caiano.....	40
Tabella XV.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Quarrata.....	41
Tabella XVI.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di San Piero a Ponti.....	41
Tabella XVII.	Stima dei parametri del modello TCEV ed espressione approssimata della curva di crescita in funzione della durata.....	45
Tabella XVIII.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica concentrata per la sezione di Subbiano.....	48

Tabella XIX.	Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica concentrata per la sezione di Nave di Rosano.....	48
Tabella XX.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Subbiano sul corso dell'Arno.....	61
Tabella XXI.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Fornacina sul corso della Sieve.	62
Tabella XXII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Nave di Rosano sul corso dell'Arno.	63
Tabella XXIII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Capannoli sul corso dell'Era.....	64
Tabella XXIV.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Castelfiorentino sul corso dell'Elsa.	64
Tabella XXV.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Vaiano Gamberame sul corso del Bisenzio.	65
Tabella XXVI.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di San Piero a Ponti sul corso del Bisenzio.	65
Tabella XXVII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Poggio a Caiano sul corso dell' Ombrone.....	65
Tabella XXVIII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di San Giovanni alla Vena sul corso dell'Arno.	66
Tabella XXIX.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Candoglia sul corso del Toce.....	67
Tabella XXX.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Caminata sul corso del Graveglia.	68
Tabella XXXI.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Lavertezzo sul corso del Pincascia.....	68
Tabella XXXII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Solduno sul corso della Maggia.	68
Tabella XXXIII.	Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Lugano sul corso del Cassarate.	69
Tabella XXXIV.	Indici di pioggia inferiore e superiore modificati per i bacini idrografici esaminati.	72
Tabella XXXV.	Indici pluviometrici di riconoscimento della classe AMC in relazione con l'indice topografico; i bacini considerati sono quelli aventi a disposizione più di dieci eventi di pioggia.....	74
Tabella XXXVI.	Effetti del calcolo della pioggia ragguagliata con l'ausilio dei pesi geomorfologici.	88
Tabella XXXVII.	Sezioni critiche analizzate nell'ambito del bacino del fiume Arno.	94

Tabella XXXVIII.	Risultati dell'analisi di affidabilità del sistema di preallerta MIMI sulla base dei dati idropluviometrici storici.....	109
Tabella XXXIX.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno.....	118
Tabella XL.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino del Casentino.....	118
Tabella XLI.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino della Sieve.	119
Tabella XLII.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Ombrone e del Bisenzio.....	119
Tabella XLIII.	Distribuzione temporale dei falsi allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno. .	120
Tabella XLIV.	Distribuzione temporale dei mancati allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno.	121
Tabella XLV.	Distribuzione temporale dei giusti allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno.	121
Tabella XLVI.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata.	123
Tabella XLVII.	Distribuzione temporale dei mancati allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata. .	123
Tabella XLVIII.	Tempi medi di preallarme	124
Tabella XLIX.	Risultati dell'analisi di affidabilità del sistema di preallerta MIMI sulla base dei dati idropluviometrici storici.....	129
Tabella L.	Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata.	130
Tabella LI.	Classi di umidità del suolo.....	146
Tabella LII.	Espressioni del CN per le condizioni di umidità precedenti l'evento meteorico in esame	147
Tabella LIII.	Valori del CN _{II} per diverse tipologie ed uso del suolo (Soil Conservation Service).	149

INTRODUZIONE

Negli ultimi decenni siamo tutti testimoni di una notevole crescita di attenzione verso i problemi della difesa dagli eventi alluvionali. Tra le catastrofi di origine naturale, i danni conseguenti alle alluvioni risultano maggiori sia in termini economici che di perdite di vite umane (Carpenter *et al.*, 1999). Negli ultimi 6 anni (1998 al 2003), il "NASA-supported Dartmouth Flood Observatory" (www.dartmouth.edu/~floods), che raccoglie informazioni provenienti da fonti ufficiali e organi di stampa, ha censito 1.096 eventi alluvionali estremi in tutto il mondo, che hanno causato 83.499 decessi e l'evacuazione di più di 170 milioni di persone. Il costo complessivo degli eventi riportati nell'Osservatorio di Dartmouth per gli anni 1998-2003 ammonta a circa 330 miliardi di dollari.

Studi sui mutamenti climatici in atto, mostrano una tendenza ad un incremento della frequenza degli eventi alluvionali (Rosso R., 1994, Prudhomme *et al.*, 2003, Reynard *et al.*, 2001), dimostrata dalle piene recentemente registrate a scala globale: ricordiamo l'alluvione del Novembre 1994 in Piemonte che ha causato 64 morti con danni valutati in oltre 8000 miliardi di lire e il più recente evento dell'Ottobre 2000, che ha colpito l'Italia nord-occidentale provocando 25 morti e l'evacuazione di più di 40000 persone. Gli effetti delle alluvioni sono accentuati dal cambiamento d'uso dei suoli (antropizzazione) che agisce, da una parte, mutando le proprietà idrologiche del terreno e, dall'altra, accrescendo il valore dei beni

esposti al rischio di piena: i danni economici causati dalle alluvioni risultano oggi maggiori rispetto a quelli indotti da eventi di analoga intensità accaduti in passato (Brath *et al.*, 2002). Una stima approssimata condotta dal National Weather Service ha valutato i danni causati dalle piene negli USA attualizzando i valori con il tasso di inflazione. Ne risulta un andamento crescente per il periodo esaminato che comprende gli anni idrologici compresi tra il 1903 e il 1999 (Figura 1).

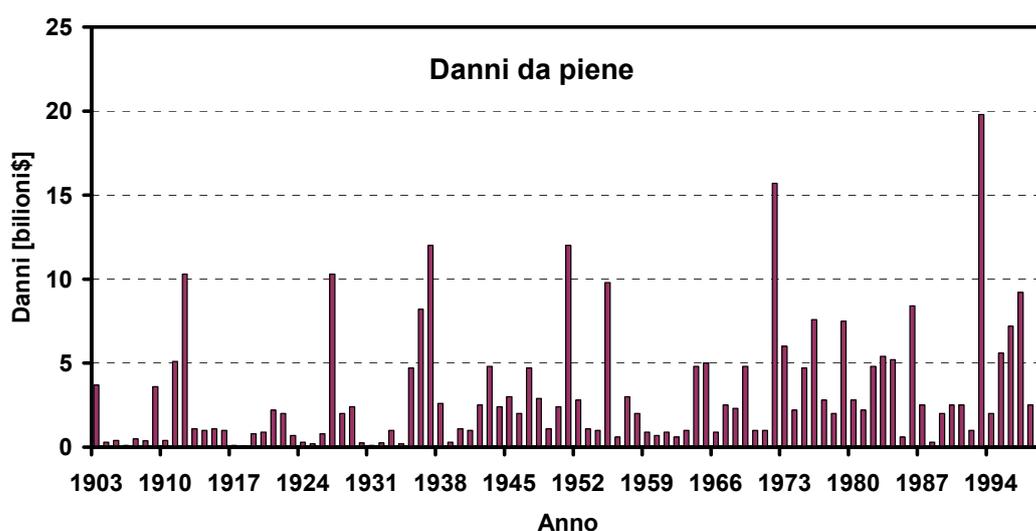


Figura 1. Valori dei danni causati da piene negli USA: valori attualizzati con il tasso di inflazione.

Facendo riferimento alla realtà italiana, il progetto AVI (Aree Vulnerabili Italiane, 1998), sviluppato dal GNDCI (Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche), ha censito un numero totale di 7178 eventi alluvionali dal 1918 al 1994, che hanno coinvolto il 42,5% dei comuni italiani.

Di fronte a tale incremento della frequenza delle esondazioni e dell'accresciuto danno economico risultante, risulta evidente la necessità di studiare misure atte alla mitigazione delle piene fluviali. Accanto agli interventi di tipo strutturale volti a ridurre i colmi di piena transitanti negli alvei, ed agli interventi di pianificazione, controllo e cura del territorio, si collocano i sistemi di allerta di piena: un accurato servizio di preannuncio di piena può spesso fornire con sufficiente anticipo informazioni che possono portare, se necessario, alla messa in funzione di procedure di emergenza precedentemente pianificate (Padoin, 1986).

Un efficace servizio di allarme di piena richiede, quale indispensabile supporto tecnico, una successione di previsioni idrometeorologiche caratterizzate da precisione crescente al diminuire dell'orizzonte temporale delle previsioni stesse (Brath *et al.*, 1988a, Toth *et al.*, 1999). Con un anticipo di 48 – 72 ore, le previsioni meteorologiche quali-quantitative alla mesoscala sono capaci di fornire utili indicazioni sul quadro evolutivo della sollecitazione meteorologica.

Con un anticipo di 24 – 48 ore, le previsioni meteorologiche quantitative su aree limitate, soprattutto se supportate da modelli di disaggregazione spaziale fisicamente basati (Meneguzzo *et al.*, 1997, La Barbera *et al.*, 1996, Todini *et al.*, 2001, Fiorucci *et al.*, 2001), sono in grado di fornire dati significativi ai fini della modellazione al suolo degli scenari idrologici di piena.

Con osservazioni in tempo reale dei campi di pioggia e/o dei tiranti idrici nella rete di deflusso (effettuate tramite pluviografi e idrometri funzionanti in teletrasmissione), le previsioni quantitative di piena mediante modelli idrologici afflussi–deflussi e/o di propagazione, hanno orizzonti dettati dal tempo di risposta caratteristico del bacino stesso (Bacchi *et al.*, 1986; Rosso, 1996). L'eventuale ausilio di previsori stocastici del campo di pioggia, applicati su orizzonti di alcune ore, può migliorare la qualità delle previsioni ed aumentare l'anticipo (Brath *et al.*, 1988a; Burlando *et al.*, 1993; Castelli *et al.*, 1998).

La scala spaziale del problema riveste una importanza fondamentale ai fini della previsione statistica e del preannuncio delle piene (Rosso, 1996). Se per sezioni idrografiche che sottendono aree di estensione maggiore di 10.000 km² (macroscala) il preannuncio basato sui soli livelli idrici garantisce margini operativi sufficienti alla messa in atto di procedure di "allerta" e delle successive fasi di allarme idrologico, per aree comprese tra 1.000 e 10.000 km² (mesoscala) bisogna ricorrere a modelli di trasformazione degli afflussi osservati in deflussi preannunciati. Per aree inferiori a 1.000 km² (microscala) è senz'altro necessario ricorrere alla previsione meteorologica dei campi di precipitazione.

Per i bacini idrografici alla meso-microscala, che caratterizzano la grande maggioranza dei corsi d'acqua in Italia, noto il campo di precipitazione e la sua evoluzione temporale, il tradizionale strumento di preannuncio di piena si basa generalmente sulla stima dei deflussi mediante modelli idrologici di trasformazione afflussi – deflussi e modelli idraulici di propagazione lungo la rete fluviale. Attraverso i modelli di trasformazione afflussi-deflussi si cerca di sfruttare il naturale ritardo

intercorrente fra il verificarsi delle precipitazioni e quello delle piene che sono prodotte da tali precipitazioni. Una realtà operativa di questo tipo si dimostra molto flessibile ma deve essere supportata da personale tecnico di alta qualificazione professionale con un discreto grado di conoscenza della fenomenologia della formazione delle piene fluviali e, in generale, della modellistica idrologica. Può infatti essere richiesta capacità nella valutazione della corretta parametrizzazione del modello di trasformazione afflussi-deflussi, anche per evitare quei fenomeni di instabilità che possono inficiare il sistema previsionale, e nel vaglio dei risultati del modello matematico. Va fatto notare, inoltre, che il tempo necessario alla stima dei deflussi riduce l'anticipo sulla previsione di piena in maniera proporzionale al grado di complessità del modello adottato, alla risoluzione della scala spaziale della modellazione al suolo degli scenari idrologici di piena e all'estensione complessiva del bacino idrografico monitorato.

Alternativamente il sistema di previsione può essere risolto in maniera *off-line*, conoscendo "a priori" la pericolosità di un campo di precipitazione atteso od osservato per la sezione fluviale monitorata. Questa metodologia si fonda sulla conoscenza di *soglie pluviometriche di allerta*, sistema comunemente usato nella previsione di catastrofi idrogeologiche conseguenti a fenomeni di precipitazione (Carpenter *et al.*, 1999, Reed *et al.*, 2002, Mendicino, 1999). Una realtà operativa di questo tipo non prevede la necessità di conoscenze idrologiche specifiche e consente l'incremento dell'anticipo della previsione di piena non dovendone simulare in tempo reale l'evoluzione. Così utilizzate, le soglie pluviometriche possono costituire il primo anello di una catena previsionale più articolata e complessa, consentendo di condurre preliminari valutazioni di massima sulla pericolosità e il rischio associati al verificarsi di un evento meteorico sulla base del solo assetto meteorologico. L'implementazione di un tale sistema necessita tuttavia uno studio idrologico avanzato per la valutazione degli scenari di rischio e per la corretta stima delle soglie di pioggia. La soglia pluviometrica, infatti, risulta essere la sintesi dell'insieme di quei complessi fenomeni alla base dell'idrologia delle piene fluviali.

Scopo di questa tesi è quello di approfondire l'analisi dei fenomeni idrologici connessi con la formazione delle piene fluviali e alla loro modellazione matematica ai fini della definizione e validazione di un modello di preallerta di piena in tempo reale per il bacino del fiume Arno basato su soglie pluviometriche.

1.1 La soglia pluviometrica di allerta idrologica

Le soglie pluviometriche di allarme di piena costituiscono uno strumento che permette di discriminare se la precipitazione meteorica prevista da modelli meteorologici ad area limitata o in atto determini, in sezioni critiche del reticolo idrografico, portate di piena tali da destare stato di allerta negli organismi preposti alle funzioni di protezione civile. Fissata la sezione fluviale esse individuano l'altezza di precipitazione lorda ragguagliata che per diverse durate genera la portata di guardia. Data la geometria della sezione critica per la quale si ammette un'altezza idrometrica limite, h_{lim} , che non comporta esondazione (con assegnato franco di progetto f) alla quale compete una certa portata Q_{lim} , la soglia pluviometrica è quel valore di pioggia lorda cumulata, P_{lim} , di assegnata durata, \underline{d} , che risulta in grado di produrre tale risposta:

$$P_{lim}(\underline{d}) = \inf \{ H_{ragg}(\underline{d}) : \max(Q_i) = Q_{lim} \} \quad \text{Eq (1.1)}$$

dove H_{ragg} è la pioggia ragguagliata cumulata sul bacino e $\max(Q_i)$ la portata al colmo transitante dalla sezione critica.

Al variare della durata \underline{d} , si identifica una curva-soglia: qualora una certa precipitazione cumulata, P , per una certa durata, d , a scala di bacino sia nota (per esempio tramite osservazioni a terra teletrasmesse dai pluviografi dislocati sul territorio) o prevista (per esempio tramite modelli di previsione meteorologica quantitative di pioggia alla mesoscala, oppure modelli di previsione quantitativa di pioggia basati sul rilevamento tramite radar meteorologico, oppure modelli stocastici di previsione), essa identifica un punto sul piano (P_{lim}, d) e la curva-soglia permette di identificare la criticità o meno della pioggia stessa (Figura 2). La valutazione della criticità si basa quindi sul possibile superamento di un prestabilito valore di portata critica nella sezione di riferimento.

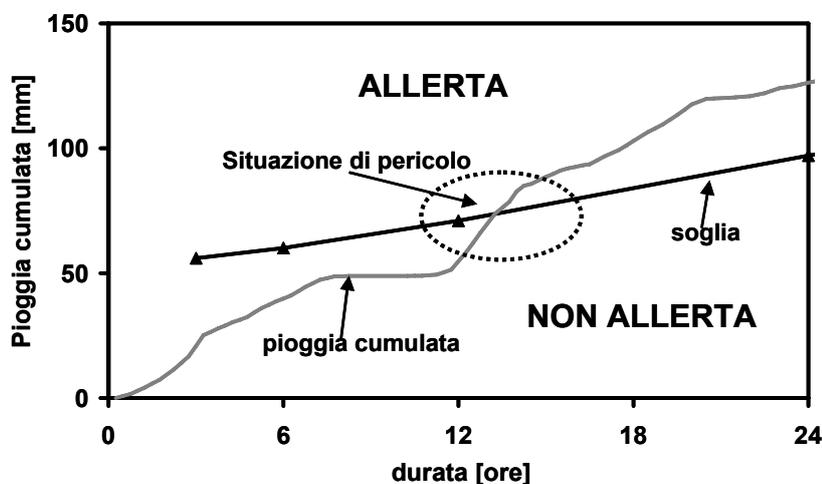


Figura 2. Identificazione di una situazione di allerta mediante l'impiego della soglia pluviometrica.

1.2 Struttura della tesi

La tesi si articola in due parti distinte che ricalcano le fasi del lavoro svolto nell'ambito del progetto di ricerca finalizzato alla definizione di un sistema di preallerta di piena in tempo reale per il bacino del fiume Arno e alla valutazione della sua affidabilità.

La Prima Parte della tesi è dedicata allo sviluppo della modellistica idrologica utile alla definizione delle soglie pluviometriche. In essa vengono analizzati quei fenomeni dell'idrologia delle piene fluviali che hanno condotto agli aspetti della ricerca di carattere più originale ed innovativo.

Dopo una attenta descrizione del caso di studio del bacino idrografico del fiume Arno, presentando le caratteristiche della componente geomorfologica, idrografica e climatologica (Capitolo 2), nel Terzo Capitolo viene presentata la metodologia per la valutazione delle soglie di pioggia critica definendo le ipotesi che stanno alla base della soluzione "inversa" della classica trasformazione degli afflussi meteorici nei deflussi di piena. In questo contesto viene preso in esame l'approccio di tipo concentrato della modellistica idrologica tradizionale e di tipo distribuito facendo uso di un modello di piena sviluppato nel corso degli ultimi anni presso il Dipartimento IIAR del Politecnico di Milano.

Nel Capitolo 4 vengono poste le basi per la modifica del metodo di parametrizzazione del grado di umidità del suolo antecedente ad eventi di piena condotta con il metodo dell'indice di pioggia antecedente (API) del Soil Conservation Service. L'analisi condotta su 285 eventi di piena registrati in 14 sezioni fluviali di 6 siti fluviali, mette in luce le problematiche dell'applicazione del metodo sviluppato per i suoli agricoli degli Stati Uniti d'America ai bacini idrografici dei fiumi italiani. La proposta di una relazione alternativa che non altera le basi del metodo originale consente la sua applicazione ai bacini idrografici esaminati.

Nel Capitolo 5 viene messa in luce una metodologia del tutto originale per il ragguaglio del dato di pioggia puntuale all'area del bacino idrografico. Constatata infatti l'incapacità dei metodi di ragguaglio tradizionali di tenere in considerazione gli effetti della variabilità spaziale del campo di precipitazione sulla risposta idrologica del bacino, viene definito il "peso geomorfologico" per la stima dell'indice di pericolosità della pioggia, capace di introdurre nel processo di ragguaglio all'area l'effetto della risposta locale alla sollecitazione meteorica.

La Seconda Parte della tesi riguarda più gli aspetti applicativi che hanno sollecitato il lavoro di ricerca. In essa vengono definiti i criteri di funzionamento del sistema di preallerta di piena in tempo reale basato su soglie pluviometriche (Capitolo 6) e l'analisi di affidabilità dello stesso condotta sia sulla base degli eventi storici registrati dal sistema di monitoraggio in telemisura gestito dall'ufficio idrografico di Pisa (Capitolo 7) sia sulla base di eventi sintetici in arrivo da un modello stocastico di generazione di pioggia.

PARTE 1

MODELLISTICA IDROLOGICA

IL BACINO DEL FIUME ARNO

2.1 Inquadramento generale

Il bacino del fiume Arno si estende per il 98% del suo territorio nella Regione Toscana e per il rimanente 2% nella Regione Umbria (Figura 3), comprendendo le province di Arezzo, Firenze, Pistoia, Pisa e, marginalmente, Siena, Lucca, Livorno e Perugia, per un totale di 171 comuni.

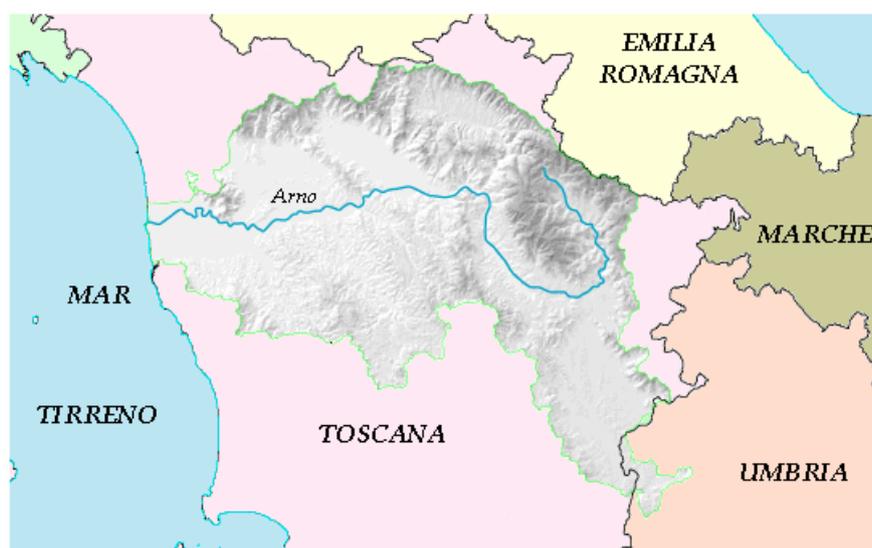


Figura 3. Il bacino idrografico del fiume Arno.

Generalmente esso viene suddiviso, in base alla morfologia e all'idrografia del territorio, in 6 sottobacini principali: Casentino, Val di Chiana, Valdarno Superiore, Sieve, Valdarno Medio e Valdarno Inferiore. A seguito della L.183/89 si è proceduto ad una nuova ripartizione del bacino, annettendo delle aree ai sottobacini sopradetti (Figura 4).



Figura 4. I sottobacini principali in cui è suddiviso il bacino dell'Arno.

Nella Tabella I sono riportate le estensioni dei sottobacini, secondo i due diversi criteri di delimitazione delle superfici, presentati in precedenza. Solamente nel caso del Valdarno Inferiore si nota una differenza sostanziale tra i due valori di superficie che ad esso competono: questo è dovuto al fatto che, secondo i criteri legislativi, è stata annessa a tale sottobacino una vasta porzione di territorio, compresa tra lo Scolmatore, a Sud, ed il Fiume Morto, a Nord, inclusa l'area di bonifica di Coltano-Stagno ed il bacino del torrente Tora, che oggi confluisce nello Scolmatore stesso.

Tabella I. Superfici dei sottobacini secondo due criteri di suddivisione.

Sottobacino	Superficie [km ²]	
	Secondo criteri fisici	Secondo la legge 183/89
Casentino	883	877
Val di Chiana	1368	1371
Valdarno Superiore	984	1019
Sieve	843	838
Valdarno Medio	1383	1345
Valdarno Inferiore	2767	3680
TOTALE	8228	9130

Il territorio è in prevalenza pianeggiante e collinare (Figura 5), essendo le altitudini elevate limitate ad una ristretta zona nord-orientale del bacino (gruppi montuosi del Falterona e del Pratomagno).



Figura 5. Morfologia e idrografia del bacino dell'Arno.

L'Arno nasce dal Monte Falterona alla quota di 1.385 m s.l.m e scorre, per un primo tratto a carattere torrentizio, nel sottobacino del Casentino, seguendo la direzione Nord-Ovest/Sud-Est. In corrispondenza della piana di Arezzo riceve le acque del Canale Maestro della Chiana, suo primo affluente di rilevante importanza, il quale dà il nome al bacino che attraversa (Val di Chiana). L'Arno prosegue quindi il suo corso, in direzione Sud-Est/Nord-Ovest, nel Valdarno Superiore, fino a Pontassieve, dove si localizza la confluenza della Sieve, fiume che convoglia a sé le acque del bacino omonimo. Da questo punto in poi l'Arno piega decisamente verso Ovest, attraversando i sottobacini del Valdarno Medio e del Valdarno Inferiore, dai quali riceve i contributi di numerosi affluenti di destra e di sinistra, e mantiene tale direzione fino a sfociare nel Mar Tirreno, nei pressi di Marina di Pisa e della Tenuta di San Rossore. Un tempo anche il fiume Serchio confluiva in destra d'Arno prima della foce di quest'ultimo; esso, con il passare degli anni, ha modificato il suo corso fino a sfociare direttamente in mare, costituendo oggi un bacino a sé stante. Attraverso una serie di canali artificiali, le acque provenienti dalla pianura pisana a ovest dell'Era, insieme a quelle del bacino Pescia – Fievole – Fucecchio e della piana di Lucca – Bientina, confluiscono nello Scolmatore d'Arno, il quale ha il suo incile in corrispondenza di Pontedera e termina presso il Calambrone, con un percorso di 28,5 km.

La lunghezza complessiva del corso principale dell'Arno è di 241 km, la quale supera di 18 km lo sviluppo dell'asse della valle che attraversa; tale differenza è dovuta alla serie di meandri che il fiume forma, principalmente nel suo tratto terminale, tra le confluenze della Pesa e dell'Era. La lunghezza del reticolo idrografico degli affluenti principali e dei loro tributari ammonta a 3.280 km circa (densità di 0,36 km di reticolo per km² di territorio); aggiungendo anche la rete idrografica minore, lo sviluppo totale del reticolo è di 23.460 km circa (densità di 2,97 km per km² di territorio).

La pendenza media del corso dell'Arno è del 5,6‰, con estremi variabili da un massimo di 140‰ (primi 5 km a partire dalla sorgente), a un minimo di 0,43‰ (ultimi 82 km, dallo stretto della Gonfolina fino alla foce).

2.1.1 Sottobacini principali

Gli aspetti fisici e idrografici del territorio, presentati finora a grandi linee a scala di bacino, vengono ripresi e approfonditi in riferimento ai singoli sottobacini che costituiscono lo stesso. Per ciascuno di essi si riportano anche le informazioni

principali inerenti l'uso del suolo, fornite dal progetto europeo CORINE – Land Cover (ETC/LC, 1997), le quali si riferiscono alle condizioni di copertura del suolo risalenti all'anno 1995. La stessa Autorità di Bacino dell'Arno ritiene tali informazioni omogenee, relativamente ai criteri adottati per il rilievo dei dati, e sufficientemente aggiornate, anche se possono presentare eventuali discordanze con i dati ISTAT, a causa di differenti modalità di acquisizione dei dati e di una classificazione degli stessi in tipologie diverse.

Il Casentino è delimitato dalla dorsale dell'Appennino ad est e da quella del Pratomagno a ovest, presentando pertanto un territorio prevalentemente montuoso, con tratti collinari solo al raccordo con l'area del fondovalle, in cui si concentrano i territori pianeggianti. Buona parte del suolo è occupata da superfici boscate e terreni agricoli, mentre è del tutto trascurabile la superficie urbanizzata; questo bacino risulta essere relativamente preservato dall'azione antropica recente e in esso si trovano ancora i requisiti per il mantenimento delle condizioni di naturalità dell'ambiente. In esso l'Arno scorre per i primi chilometri del suo corso, ricevendo i contributi di numerosi affluenti, tutti di carattere torrentizio, come il Solano e il Capraia in destra, l'Archiano, il Corsalone e il Chiassa in sinistra.

La Val di Chiana è una zona quasi completamente pianeggiante, con modeste ondulazioni collinari, anticamente paludosa e in tempi relativamente recenti bonificata. Il territorio ha un uso prettamente agricolo, mentre il bosco, assente per estesi tratti del bacino, si concentra sui rilievi nord-occidentali e sul crinale orientale al confine con la Val Tiberina. L'urbanizzazione ha avuto un grande sviluppo soprattutto in corrispondenza della piana di Arezzo. Una limitata porzione di territorio è infine occupata da aree di notevole valore ambientale, come gli specchi d'acqua e le zone umide interne.

Il Valdarno Superiore, in cui scorre il tratto di Arno delimitato a monte dalla confluenza della Chiana e a valle da quella della Sieve, è caratterizzato da una estesa zona pianeggiante che si raccorda a est con il Pratomagno per mezzo di aree a forte pendenza, e a ovest con i modesti rilievi del Chianti, con una variazione altimetrica più graduale. Da questi ultimi ha origine il torrente Ambra, unico affluente di rilievo dell'Arno, in questo sottobacino. Il territorio è caratterizzato da un'estrema variabilità nell'uso del suolo: prevalgono le superfici forestali, concentrate principalmente sui rilievi montuosi, seguite dalle superfici agricole; l'urbanizzazione del fondovalle ha avuto un notevole peso locale, ma marginale a scala di bacino,

mentre un enorme impatto hanno avuto le attività estrattive nella zona di Cavriglia (AR).

Il sottobacino della Sieve prende il nome dal fiume che lo attraversa, il quale riceve lungo il suo corso i contributi di molti affluenti, per poi confluire nell'Arno a monte di Firenze, in località Pontassieve. Il territorio si presenta come una vasta zona depressa chiusa dall'Appennino e dai monti del Mugello, caratterizzato pertanto da pendenze variabili, sebbene risultino essere più diffuse quelle intermedie, tipiche del paesaggio collinare. Il suolo è ricoperto principalmente da superfici boschive e agricole, parte delle quali hanno recentemente lasciato il posto alla superficie urbanizzata, marginale solo fino a pochi anni fa.

Il Valdarno Medio è a sua volta costituito dai bacini del Bisenzio e dell'Ombrone in destra, e dal bacino della Greve, con il suo importante tributario Ema, in sinistra. Estesa è la pianura alluvionale che ha avuto origine dal consistente accumulo di detriti fluvio – lacustri nella depressione tettonica che caratterizza geologicamente questo territorio (il fenomeno di deposizione è ancora in atto). I rilievi collinari si trovano a ridosso della dorsale del monte Albano e nel bacino della Greve, mentre le superfici a forte pendenza sono localizzate in corrispondenza dell'alto bacino del Bisenzio e nelle strette valli dei torrenti in destra d'Arno. Il territorio presenta un'elevata percentuale di superficie forestale, anche con esempi di continuità spaziale notevoli (il bacino dell'alto Bisenzio è coperto da boschi per il 93% della sua estensione). Notevole è anche lo sviluppo della superficie urbanizzata, avvenuto principalmente nella piana tra Firenze e Pistoia, a scapito dei terreni agricoli.

Il Valdarno Inferiore è caratterizzato da un'ampia pianura di bonifica (Val di Fievole e Padule di Fucecchio) in destra e da una serie di sottobacini in sinistra (Pesa, Elsa ed Era), separati da bassi rilievi collinari. La pianura alluvionale attraversata dall'Arno si raccorda, in prossimità del mare, ad una vasta pianura costiera, ed è da evidenziare che il fiume, negli ultimi chilometri del suo corso, da Pontedera fino alla foce, è canalizzato e contenuto in arginature di difesa. Il territorio si presenta dunque principalmente pianeggiante, con scarse zone ad elevata pendenza localizzate in corrispondenza di quote relativamente basse ("balze" del pliocene di Volterra, ripidi versanti del Monte Pisano e altipiani di travertino dell'alta Val d'Elsa). L'uso dominante del suolo è quello agricolo, seguito dalle aree boschive, le quali hanno purtroppo subito ingenti danni a causa degli incendi che sempre più frequentemente si sono sviluppati in vaste zone del bacino. Fin dai tempi più antichi

il tratto inferiore del corso dell'Arno ha ospitato insediamenti umani, fino all'attuale evoluzione del tessuto urbano, notevolmente sviluppato.

2.1.2 Aspetti geologici

Le formazioni geologiche presenti nel bacino dell'Arno sono in prevalenza impermeabili (argille, marne, scisti argillosi, calcari marnosi e arenarie compatte), mentre le formazioni permeabili occupano una parte di territorio che non supera il 5% dell'intera superficie. Le rocce, dal punto di vista della loro origine, sono principalmente sedimentarie, legate agli estesi fenomeni di deposizione connessi alla dinamica distensiva, e secondariamente magmatiche e metamorfiche, legate alle fasi compressive. La copertura alluvionale, quasi ovunque di spessore modesto, è presente sul 23% del bacino. Un'ulteriore caratteristica delle rocce del territorio in esame è di essere facilmente erodibili, come testimoniato dalla colorazione giallastra delle acque dell'Arno, indice di un notevole trasporto solido in sospensione.

L'Appennino settentrionale è costituito da tre zone distinte: la zona interna, compresa tra il Mar Tirreno e il crinale appenninico, la zona mediana che contiene la linea spartiacque principale della penisola italiana, e infine la zona esterna, sepolta sotto l'enorme accumulo di sedimenti recenti della Pianura Padana e dell'Adriatico. Il bacino dell'Arno è compreso, quasi interamente, nella zona interna, caratterizzata da una successione di *horst* (dorsali) e *graben* (bacini intermontani). Nella zona occidentale la dorsale principale è la dorsale Medio Toscana, che forma un arco convesso verso est (Alpi Apuane – Monte Pisano – rilievi di Iano – Montagnola Senese – Monticiano – Roccastrada – Monti Leoni), il quale si interrompe in corrispondenza del varco aperto dal fiume Arno, ricoperto di sedimenti successivi alla fase di formazione delle catene montuose. Proseguendo verso ovest si trova dapprima l'arco di dorsale Monti di Punta Ala – Monti di Campiglia Marittima – Monti della Gherardesca – Monti di Castellina Marittima – Monti di Cascina Terme, che prosegue nei rilievi sommersi dal mare (probabilmente dorsale di Viareggio o della Versilia, quindi l'allineamento dorsale della Meloria – Monti Livornesi – Monti di Piombino e la dorsale Elba – Pianosa. A est della dorsale Medio Toscana si trova l'allineamento Monte Albano – Monti del Chianti – Monti di Rapolano – Monte Cetona, che interseca il corso dell'Arno in corrispondenza della Gonfolina, la dorsale Monte Morello – Monte Givi – Pratomagno – rilievi dell'Alta

Sant'Egidio, e infine la dorsale principale, la più elevata e contenente la linea spartiacque fondamentale della penisola italiana.

Alternati alle dorsali si trovano i bacini intermontani, sui quali sono stati portati a termine numerosi studi (Merla, 1952, Elter *et al.*, 1975, Carmignani *et al.*, 1995, Boccaletti *et al.*, 1995). Essi si presentano come delle vallate a fondo pianeggiante, con varie serie di terrazzi fluviali, riempite da sedimenti (marini, continentali, di transizione). Tali depressioni morfologiche sono solcate da fiumi, per i quali l'Arno, che si è aperto la strada incidendo i rilievi per mezzo di numerose gole, funge da collettore generale.

Le condizioni climatiche e morfologiche attuali del bacino dell'Arno porterebbero all'instaurarsi di condizioni di biostasia, con la completa copertura vegetale dei suoli e la conseguente protezione e stabilizzazione dei pendii. L'intervento umano ha sconvolto tale equilibrio, aumentando i fattori destabilizzanti, come ad esempio lo smantellamento di aree a copertura vegetale per lo sviluppo delle attività agricole, pastorali e selvicolturali. Anche la dinamica morfologica del litorale marino è stata influenzata dalle attività umane: da una fase di accumulo dei depositi di spiaggia, legata principalmente al trasporto solido in alveo derivante dalle pratiche agricole, si è passati ad una fase di carenza di tali depositi, a causa di un loro eccessivo sfruttamento (escavazioni in alveo, cattura dei sedimenti da parte delle dighe di ritenuta,...). Se a questi fattori si aggiunge il contributo erosivo dei fiumi, il quadro geomorfologico del bacino dell'Arno che ne deriva è caratterizzato da processi erosivi e di deposizione in atto, i primi localizzati principalmente in corrispondenza delle dorsali e i secondi in corrispondenza dei bacini intermontani.

2.1.3 Aspetti idrogeologici

La presenza di rocce a bassa permeabilità in gran parte del bacino dell'Arno ostacola l'immagazzinamento nel sottosuolo di una parte consistente degli afflussi meteorici. Anche i terreni permeabili delle pianure alluvionali sono spesso ricoperti da strati di limo argilloso, a bassa permeabilità. Dato che la superficie di falda, per effetto degli attingimenti, è generalmente depressa rispetto agli alvei, gli acquiferi risultano essere alimentati dagli stessi corsi d'acqua. Dal quadro che è stato delineato si capisce come nel periodo estivo, quando le precipitazioni sono scarse, le portate defluenti nell'Arno siano basse e non riescano a soddisfare la domanda idrica complessiva per usi potabili, agricoli e industriali. Le acque sotterranee

costituiscono la risorsa idrica più importante e più utilizzata, basti pensare che, tra le città principali, solo Firenze e Arezzo utilizzano, in prevalenza, acque superficiali.

In base alla diversa natura delle rocce presenti nel bacino, il territorio può essere suddiviso in diverse unità idrogeologiche, tra le quali si distinguono, per maggiore importanza, gli acquiferi permeabili per porosità e gli acquiferi permeabili per fratturazione.

Gli acquiferi permeabili per porosità sono costituiti principalmente da sedimenti granulari non consolidati, che vanno dalle sabbie alle ghiaie e ai ciottoli, con permeabilità che aumenta all'aumentare delle dimensioni dei granuli. Gli acquiferi più importanti di questa categoria sono i depositi alluvionali recenti (Pleistocene Superiore – Olocene), ben alimentati dall'infiltrazione delle acque di pioggia, dagli alvei fluviali e, in alcuni casi, dalle ricariche laterali e profonde delle rocce incassanti. Della stessa categoria fanno parte i sedimenti marini del Pliocene (sabbie e conglomerati) e quelli fluviolacustri dei bacini intermontani. Essi sono generalmente meno permeabili dei depositi alluvionali, a causa della presenza di una consistente frazione di materiali fini (limo e argilla) e danno origine a falde poco estese, caratterizzate da acque che talvolta, per la presenza di cloruri e solfati, non sono di buona qualità. Le falde idriche in corrispondenza delle pianure alluvionali sono le più sfruttate, oltre che per la buona permeabilità dei sedimenti, anche per la facile captazione con pozzi generalmente poco profondi ed ubicati nelle zone stesse di utilizzazione. Tali acquiferi però, a causa della bassa profondità delle falde scarsamente protette dal terreno sovrastante, sono maggiormente esposti all'inquinamento, che è andato diffondendosi soprattutto a seguito dell'urbanizzazione.

Gli acquiferi permeabili per fratture sono costituiti da rocce consolidate che presentano al loro interno una rete di discontinuità, originate da movimenti tettonici o da processi di alterazione e attraverso le quali l'acqua è libera di fluire. Di questa categoria fanno parte le formazioni carbonatiche mesozoiche (rocce calcaree e dolomitiche), nelle quali l'acqua crea vie preferenziali di scorrimento, talvolta anche di grandi dimensioni (fenomeno del carsismo), raggiungendo delle velocità paragonabili a quelle della rete idrica superficiale. Acquiferi per frattura di minore importanza sono costituiti da formazioni arenacee della Successione Toscana e da formazioni calcareo – marnose delle Unità Liguri. Gli acquiferi nei mezzi fessurati sono meno utilizzati rispetto a quelli delle pianure alluvionali, a causa della loro

localizzazione (aree collinari e montane, generalmente lontane dalle aree di maggiore richiesta), per le difficoltà di ubicazione dei pozzi e per la qualità delle acque, talvolta scadente.

2.1.4 Aspetti climatici

Procedendo dal mare verso l'interno del bacino si registra una progressiva diminuzione della temperatura media annua, che diventa più marcata a partire dal Valdarno Medio. Le temperature aumentano tendenzialmente da Gennaio a Luglio e diminuiscono nella restante parte dell'anno, presentando i valori minimi in corrispondenza dei mesi di Gennaio e Febbraio, e i massimi a Luglio e Agosto.

La distribuzione temporale delle precipitazioni presenta due picchi annuali: tra Gennaio e Maggio inclusi si hanno piogge abbondanti e, di norma, regolari; da Ottobre a Dicembre esse sono rilevanti e intense, ma irregolarmente distribuite nel tempo. Tra questi due periodi, in cui il mese più piovoso risulta essere Novembre, si inserisce un intervallo di tempo caratterizzato da scarse, se non scarsissime, precipitazioni, in cui il mese più siccitoso è Luglio. Relativamente alla distribuzione spaziale delle precipitazioni sul bacino, si nota una spiccata interdipendenza tra quantità di pioggia caduta e orografia, in particolar modo in destra idrografica. In riferimento all'anno medio, nel Valdarno Superiore e su un'ampia zona allungata e parallela al crinale appenninico le precipitazioni non scendono al di sotto dei 1.000 mm, raggiungono i 2.000 mm sullo spartiacque tra il Pescia ed il Bisenzio, assumono dei valori compresi tra i 1.400 mm e i 1.900 mm lungo il crinale fino al Monte Falterona e dei valori intorno ai 1.700 mm sul Pratomagno, mentre in zone ristrette dell'alto bacino della Chiana e dell'Era raggiungono e superano di poco i 1.000 mm. Nella restante parte del bacino le altezze di pioggia sono generalmente minori (800 mm/900 mm nel Valdarno Medio e Inferiore, 700 mm/900 mm nella Val di Chiana, dove peraltro si riscontrano le zone a minore piovosità). Le precipitazioni nevose interessano le zone montuose, mentre sono di modesta entità e con carattere di eccezionalità nella restante parte del territorio, soprattutto vicino al mare. Da quanto esposto è possibile classificare il bacino dell'Arno in due tipi pluviometrici principali: sublitoraneo – appenninico nelle parti più elevate del bacino e marittimo nella fascia più prossima alla costa tirrenica.

Essendo il bacino prevalentemente impermeabile, l'andamento dei deflussi è direttamente legato alla distribuzione delle precipitazioni, presentando due massimi

(Dicembre e Marzo) e un minimo assoluto (Agosto). Lo sfasamento del regime delle portate da quello delle piogge è dovuto alle condizioni stagionali del terreno e alle portate di esaurimento. In riferimento alla stazione di misura di S. Giovanni alla Vena (PI), che si trova a circa 37 km dalla foce dell'Arno e a valle della quale il fiume non ha più affluenti, il deflusso medio annuo è di 3.062.000.000 m³/anno, la portata minima (anno 1931) è di 2,2 m³/sec, quella media (anno 1931) è di 90 m³/s e quella massima (4-11 - 1966) è di 2.290 m³/s.

2.2 Le piene storiche

Da sempre l'Arno ha manifestato la sua forza devastante in occasione delle numerose alluvioni che si sono verificate nel suo bacino, nel corso dei secoli (Figura 6). Ancora oggi, sui muri delle città maggiormente colpite da tali calamità, si trovano molto spesso delle targhe indicanti il livello raggiunto dall'acqua del fiume, a testimonianza dell'eccezionalità di eventi alluvionali anche molto remoti. Il problema era ritenuto preoccupante e da non sottovalutare già in passato, basti pensare che tra i primi progetti di sistemazione del corso dell'Arno ci sono quelli scaturiti dalla mente geniale di Leonardo da Vinci e risalenti al XV - XVI secolo. E' infatti a partire da tale periodo che si cominciarono a realizzare interventi di difesa, i quali ebbero poi un grande sviluppo soprattutto durante il XVIII secolo, anche se, nella maggior parte dei casi, non sortivano gli effetti desiderati e finivano per aggravare la situazione. Le acque della Val di Chiana, ad esempio, vennero convogliate nell'Arno mediante una serie di interventi iniziati nel 1342 e conclusi nel 1780 con la realizzazione di un canale artificiale lungo 50 km. A seguito di tale opera di sistemazione, i deflussi dell'Arno a valle di Laterina (AR), in corrispondenza dell'immissione della Chiana, aumentarono considerevolmente. Numerose furono anche le opere di rettifica del corso dell'Arno, mediante il taglio di diversi meandri dello stesso, e di canalizzazione, con il conseguente restringimento della larghezza dell'alveo. A quest'ultimo tipo di intervento era contrario Leonardo il quale riteneva che prima o poi l'azione degli affluenti avrebbe ricondotto il fiume maggiore ad un corso tortuoso. Egli piuttosto proponeva, come soluzione al problema delle piene, innovativa e precorritrice dei tempi, quello che potrebbe essere considerato il primo esempio di cassa d'espansione collegata al fiume mediante uno scolmatore, prevedendo lo scavo di un canale che unisse Firenze a Pistoia e che, mediante il

taglio della collina di Serravalle, confluisse nella palude di Fucecchio, la quale si sarebbe riconnessa poi al corso dell'Arno, dopo aver svolto un'importante funzione di laminazione.

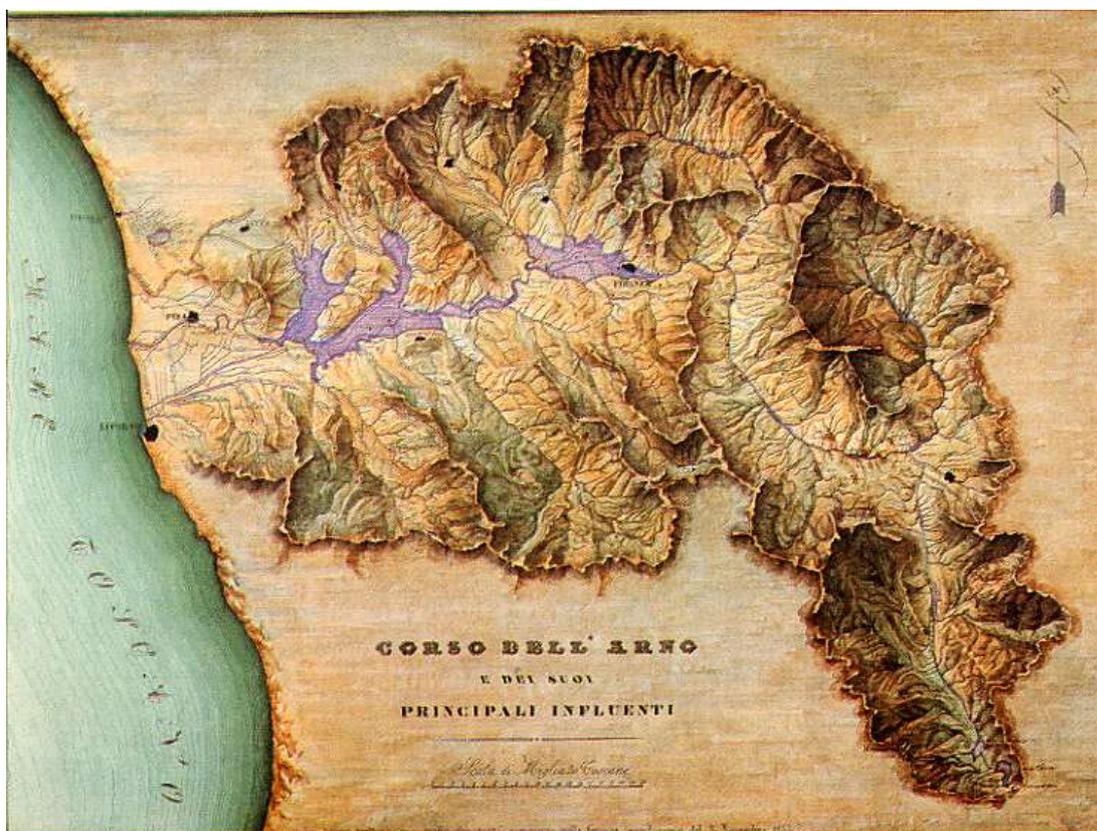


Figura 6. Estensione dell'area inondata durante l'alluvione del 1844, da una mappa di Manetti (1847).

Relativamente a tempi più recenti, su commissione del Ministro per il Coordinamento della Protezione Civile al GNDICI (Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Calamità Idrogeologiche), è stato portato a termine, tra il 1991 e il 1992, un lavoro di raccolta dei dati inerenti gli eventi franosi e alluvionali avvenuti in Italia tra il 1918 e il 1990 (circa 40.000 notizie da 22 quotidiani regionali e nazionali), effettuando anche un inventario degli eventi antecedenti il periodo suddetto (se ne sono contati 1.316 in aggiunta al primo gruppo). A tale progetto di censimento delle calamità idrogeologiche italiane, denominato "Progetto AVI" (Aree Vulnerate da calamità Idrogeologiche), hanno collaborato trecento persone, suddivise in quindici Unità Operative. In particolare la Società Progetto Ambiente S.c.r.l. (Unità Operativa 8) ha condotto le ricerche per la regione Toscana, giungendo a

delineare un quadro di dissesti davvero impressionante: 223 calamità geologiche che, almeno una volta, hanno colpito il 36% dei Comuni toscani; 86 eventi meteopluviometrici che hanno dato origine a 582 fenomeni di esondazione su 170 corsi d'acqua, coinvolgendo il 67% dei Comuni toscani (Progetto AVI, 1994). Nella Tabella II vengono riportati i Comuni maggiormente colpiti, ordinati in base alla Provincia di appartenenza.

Tabella II. Eventi di piena che hanno interessato la regione Toscana dal 1918 al 1990.

Comune	Provincia	Corso d'acqua	n° di esondazioni
Foiano	AR	Chiana	2
Poppi	AR	Arno	6
S. Giovanni Valdarno	AR	Arno	2
Barberino del Mugello	FI	Sieve	2
Borgo S. Lorenzo	FI	Sieve	7
Campi Bisenzio	FI	Bisenzio	8
Campi Bisenzio	FI	Ombrone Pist.	3
Castelfiorentino	FI	Elsa	5
Empoli	FI	Elsa	3
Empoli	FI	Arno	3
Firenze	FI	Arno	6
Impruneta	FI	Greve	2
Lastra a Signa	FI	Arno	9
Montelupo Fiorentino	FI	Arno	5
Poggio a Caiano	FI	Ombrone Pist.	4
Pontassieve	FI	Arno	3
Pontassieve	FI	Sieve	2
Prato	FI	Ombrone Pist.	5
Prato	FI	Bisenzio	3
Rignano sull'Arno	FI	Arno	2
Rufina	FI	Sieve	2
S. Casciano Val Pesa	FI	Pesa	2
Signa	FI	Bisenzio	6
Signa	FI	Ombrone Pist.	4
Signa	FI	Arno	2
Vaiano	FI	Bisenzio	3
Calcinaia	PI	Arno	2
Capannoli	PI	Era	2
Cascina	PI	Arno	3
Pisa	PI	Arno	7
Pontedera	PI	Arno	4
Pontedera	PI	Era	4
S. Croce sull'Arno	PI	Arno	2

Agliaia	PT	Brana	6
Pieve a Nievole	PT	Nievole	2
Pistoia	PT	Ombrone Pist.	7
Pistoia	PT	Brana	6
Quarrata	PT	Ombrone Pist.	5
Colle Val d'Elsa	SI	Elsa	2
S. Gimignano	SI	Elsa	2

Facendo riferimento alla sola città di Firenze, si riportano i principali eventi alluvionali che si sono verificati a partire dal 1177 fino al 1966 (Tabella III), anno in cui la città è stata messa in ginocchio da una piena di eccezionale violenza, con portate transistanti in alveo elevatissime.

Tabella III. Principali piene storiche di Firenze dal 1177 al 1966

<u>DATA</u>	<u>DANNO</u>
4/11/1177	grave
1/10/1269	grave
15/12/1282	grave
2/4/1284	grave
5/12/1288	grave
1/11/1333	gravissimo
5/12/1334	grave
6/11/1345	grave
20/10/1380	grave
18/10/1456	grave
16/1/1465	grave
8/1/1515	grave
15/12/1532	grave
6/11/1543	grave
15/11/1544	grave
13/8/1547	gravissimo
13/9/1557	gravissimo
31/10/1589	gravissimo
6/11/1646	grave
11/10/1676	grave
19/2/1677	grave
18/5/1680	grave
26/1/1687	grave
8/12/1688	grave
11/10/1705	grave
28/2/1709	grave
22/10/1714	grave
??/11/1719	grave
3/12/1740	gravissimo
1/12/1758	gravissimo
3/11/1844	gravissimo
6/11/1864	grave
4/11/1966	gravissimo

Il 4 novembre 1966 l'Arno convogliò a Firenze una portata pari a 4.000 m³/s, elevatissima se si pensa che la portata massima smaltibile risulta essere di poco superiore ai 2.500 m³/s. L'onda di piena, che prima di arrivare in prossimità del capoluogo toscano aveva già subito effetti di laminazione a causa delle esondazioni avvenute nel Casentino e nel Valdarno Superiore, attraversò la città provocando lo straripamento di 70 milioni di m³ d'acqua e proseguì verso valle dove si registrarono danni dovuti principalmente al mancato funzionamento di alcune opere incompiute, come lo scolmatore di Pontedera. A causa degli elevati livelli idrici raggiunti dall'asta principale, i rigurgiti che si vennero a creare in corrispondenza delle confluenze degli affluenti provocarono la fuoriuscita dagli argini anche di questi ultimi, generando una situazione di elevata criticità estesa a tutto il bacino dell'Arno. A seguito di tali avvenimenti si intrapresero numerosi studi per la messa in sicurezza del territorio, stabilendo le principali linee di intervento:

- completamento dello scolmatore di Pontedera in grado di smaltire circa 1.000 m³/s (1.400 m³/s teorici)
- abbassamento delle platee del Ponte Vecchio e innalzamento delle spallette del Lungarno a Firenze (con tali provvedimenti la portata smaltibile, senza franco, raggiungerebbe i 3.300 m³/s circa)
- risagomatura del tratto di fiume a monte di Firenze
- stabilizzazione del fondo mediante traverse tra le località di Montelupo e Pontedera
- realizzazione dell'invaso del Bilancino, nel bacino della Sieve, con una capacità di invaso pari a 80 milioni di m³ e un volume disponibile per la laminazione pari a 15 milioni di m³
- diversivo di Castelfiorentino sull'Elsa.

2.3 I provvedimenti normativi

Prima della legge quadro (L.183/89) la difesa del suolo era regolamentata da una serie di normative risalenti alla prima metà del '900 e riguardanti principalmente i processi di riqualificazione e di sviluppo socio-economico del territorio, di competenza statale fino al 1977. Con il D.P.R.616/77, all'atto di trasferimento di tali funzioni dallo Stato alle Regioni, si cominciò a parlare di sistemazione idrogeologica e conservazione del suolo ed, in seguito, di opere di sistemazione idrogeologica e di difesa del suolo. Ma è soprattutto a seguito della L.183/89 che si ebbe una radicale

rivoluzione in questo settore, con la definizione di una nuova scala spaziale in cui inserire la pianificazione delle problematiche inerenti il territorio.

- **Legge 183/89.** Questa legge ha lo scopo di disciplinare la difesa del suolo e la gestione del patrimonio idrico, assumendo come ambito spaziale di indagine e di intervento un'entità territoriale ben precisa: il bacino idrografico. L'aspetto innovativo di tale legge, derivante dalla consapevolezza che un problema localizzato è frutto di cause distribuite sul territorio, consiste nel modo in cui essa propone di attuare gli interventi di difesa del suolo, a scala di bacino e non a scala locale: preoccupandosi infatti di eliminare una possibile causa di dissesto da una determinata zona, senza considerare gli effetti indotti nel resto del territorio, il più delle volte non si risolve il problema ma lo si trasla da una zona all'altra. Da questa necessità di considerare un bacino nel suo insieme, nasce l'esigenza di coordinare la rete di interventi che va distribuita su tutto il suo territorio; tale compito è affidato all'Autorità di Bacino, una figura di estrema importanza, istituita proprio con la L.183/89 e avente la caratteristica fondamentale di essere polifunzionale, con la facoltà di attivare il principale strumento di programmazione e pianificazione (Piano di Bacino) ai fini del coordinamento delle attività dei vari Enti. I piani di Bacino, di natura giuridica mista (di indirizzo e prescrittivi) hanno tre funzioni fondamentali: conoscitiva (rilevazione delle caratteristiche principali del territorio e delle possibili situazioni di degrado), normativa e prescrittiva (disciplina delle attività connesse alla tutela dell'ambiente, mediante normative e vincoli) ed infine programmatica (programma di interventi da adottare per la difesa del territorio).
- **Decreto Legge 180/98.** Tale decreto legge è scaturito a seguito del disastroso evento alluvionale che colpì la città di Sarno (Campania) il 5 Maggio 1998, ed è stata in breve tempo convertita in legge (L.267/98). Essa aveva come obiettivo principale quello di imprimere un'accelerazione a tutti gli adempimenti della L.183/89, ribadendo l'importanza della concertazione tra Stato, Regioni, Enti territoriali e locali. A tale scopo si stabilirono le procedure a carattere straordinario ed emergenziale da adottare per la salvaguardia dei bacini italiani, sottolineando la necessità di garantire omogeneità nell'azione pianificatoria. Venne introdotto un concetto innovativo di basilare importanza per la difesa del suolo, ovvero il concetto di assetto idrogeologico, inteso come ordine del reticolo di drenaggio e dei versanti. Al fine di garantire l'attuazione delle direttive del decreto legge venne pubblicato l'Atto di indirizzo e coordinamento (DPCM 29 settembre 1998) che stabiliva le diverse metodologie di indagine in riferimento alle aree a rischio idrogeologico e alle aree a rischio di frana, indicando i criteri di individuazione e perimetrazione di tali zone, in base al concetto di pericolosità. Il principale adempimento richiesto dal D.L.180/98 era l'adozione, entro il 30 giugno 1999, da parte di tutti i bacini, di piani di assetto idrogeologico che contenessero la perimetrazione delle aree a rischio e gli interventi da adottare per l'eliminazione dei dissesti. La scadenza venne prorogata al 30 giugno 2001, con la richiesta di provvedere entro il 31 ottobre 1999 all'adozione di piani straordinari per la rimozione di situazioni ad elevato rischio idrogeologico e di frana. A ribadire l'importanza della tempestività con cui adempire a tali provvedimenti, intervenne un altro evento catastrofico: l'alluvione che colpì Soverato (Calabria) nei giorni 9 e 10 novembre 2000. Anche in questo caso venne emanato un decreto legge

(D.L.279/2000), convertito nella legge 365/2000, il quale estese la validità delle misure imposte dai piani straordinari, fino all'approvazione dei piani di assetto idrogeologico. Si capisce chiaramente che il D.L.180/98 si proponeva di realizzare in brevissimo tempo ciò che la L.183/89 non era riuscita a compiere in dieci anni, rischiando però di perdere la visione globale, estesa alla scala di bacino, con cui erano concepiti gli interventi sul territorio, secondo la legislazione precedente.

2.3.1 Contesto di pianificazione del bacino dell'Arno

Anche il bacino dell'Arno, così come tutti i bacini italiani, a seguito del D.P.R.616/77 divenne di competenza regionale, gestito, dal punto di vista attuativo e autorizzativo, dal Genio Civile Regionale, con finanziamenti di prevalente provenienza statale. A seguito della L.183/89 esso venne classificato come uno degli 11 bacini di interesse nazionale e fu istituita la figura dell'Autorità di Bacino, con funzione di programmazione e intesa tra Stato e Regione, per problemi di natura idraulica, di difesa del suolo e di qualità delle acque. Per quanto concerne la parte attuativa, a partire dal 1° dicembre 1993 sono state riordinate e ripartite le competenze: il corso principale dell'Arno da Stia (AR) fino alla foce, lo scolmatore di Pontedera, la Val di Chiana e gli affluenti di 1° ordine, fino alle sezioni interessate dal rigurgito dell'Arno, sono di competenza statale (Provveditorato OO.PP), mentre la restante parte del reticolo idraulico è di competenza regionale. La Regione Toscana e la Regione Umbria vi operano attraverso il Genio Civile, le Comunità montane e i Consorzi di Bonifica.

L'Autorità di Bacino dell'Arno sta operando da oltre 10 anni, di concerto con le Regioni e il governo centrale, per la realizzazione del Piano di Bacino, articolato nel suo complesso in una serie di Piani Stralcio, ciascuno inerente un particolare settore della difesa del suolo e della tutela ambientale: Piano Stralcio "Qualità delle Acque", Piano Stralcio "Attività Estrattive (fabbisogno materiali litoidi e cave)", Piano Stralcio "Riduzione Rischio Idraulico", Piano Stralcio "Assetto Idrogeologico" (PAI).

2.4 Il programma di interventi

E' nel contesto di forte criticità evidenziato dai numerosi eventi di piena accorsi nel bacino dell'Arno, aggravato dallo sviluppo dell'urbanizzazione avvenuto soprattutto a partire dagli anni '70, che si inserisce il programma di interventi delineato dal Piano di Bacino per mezzo principalmente del Piano Stralcio

“Riduzione Rischio Idraulico”, del Piano Stralcio “Assetto Idrogeologico” e del “Piano Straordinario per la rimozione delle situazioni a rischio”. Tali strumenti normativi hanno il compito di dare origine a una programmazione organica mirante all'eliminazione o alla mitigazione della criticità suddetta. La strategia di Piano è impostata, oltre che su adeguati interventi di manutenzione e di sistemazione idraulico-forestale, sulle seguenti tipologie di interventi strutturali:

- aumento della capacità di laminazione mediante la realizzazione di aree di esondazione controllata (volume disponibile per l'abbattimento dell'onda di piena pari a 155 milioni di m³ per l'Arno e 152 milioni di m³ per i suoi affluenti)
- aumento della capacità di accumulo dei volumi di piena mediante:
 1. costruzione di scolmatori dell'Arno (uno a monte di Empoli, con scarico nella padule di Fucecchio, per un volume di invaso pari a 28 – 34 milioni di m³, e uno a monte di Pisa, con scarico nella padule Bientina, per un volume di invaso pari a circa 30 – 40 milioni di m³) e adeguamento dell'attuale scolmatore dell'Arno;
 2. realizzazione di alcuni invasi di laminazione sugli affluenti, talvolta in alternativa alle casse d'espansione, per un ulteriore volume invasabile di circa 24 milioni di m³;
 3. sopralzo della diga ENEL di Levane, con adeguamento, anche per la diga di La Penna, degli scarichi di fondo e sfangamento degli attuali invasi per la creazione di un volume massimo di invaso di laminazione pari a circa 25 milioni di m³.
- adeguamento della capacità di contenimento dell'alveo mediante l'opportuna sistemazione degli argini nei tratti critici residui, l'abbassamento delle golene e l'ampliamento locale della sezione idraulica del fiume.

Accanto agli interventi strutturali elencati è prevista anche la messa a punto di interventi non strutturali (sistemi di previsione e preannuncio delle piene) finalizzati alla riduzione della vulnerabilità del territorio. Poiché dagli studi sulle dinamiche idrologiche compiuti sul bacino dell'Arno è risultato che i fenomeni di piena, per buona parte del territorio, sono caratterizzati da tempi di formazione anche di poche ore soltanto e risentono molto delle condizioni iniziali di imbibimento del terreno, nasce la necessità di includere nella catena previsionale adeguati strumenti di telerilevamento meteorologico, anche nelle fasi successive all'allerta, da affiancare a sistemi di monitoraggio dello stato del suolo e del reticolo fluviale.

3

MODELLAZIONE DELLA RISPOSTA IDROLOGICA

Gli studi sulla risposta di un bacino idrografico alla sollecitazione meteorica hanno da sempre evidenziato il ruolo fondamentale che il processo di assorbimento dell'acqua da parte del terreno ha nella valutazione dei volumi e delle portate di piena. La complessità del fenomeno e le difficoltà connesse con un'esauriente modellazione matematica in grado di rappresentarne i meccanismi a scala di bacino, ha fatto in modo che lo studio della formazione dei deflussi superficiali venisse generalmente condotto estrapolando a scala di bacino modelli matematici che descrivono il fenomeno a scala di versante se non addirittura a quella puntuale.

Nella pratica idrologica la formulazione adottata alla scala inferiore viene applicata all'intero bacino facendo uso di valori caratteristici dei parametri tali da rappresentare il comportamento dello stesso nel suo complesso. La determinazione di tali valori è di norma ottenuta suddividendo il bacino in esame in un insieme di sottobacini omogenei rispetto alla parametrizzazione adottata e procedendo quindi all'integrazione spaziale dei valori locali dei parametri sull'intera superficie di interesse. Diventano a questo modo indistinguibili gli effetti sulla risposta del modello dei vari fenomeni spazialmente distribuiti. Non ha importanza se in una parte del bacino esista o no produzione di deflusso, se la velocità di trasferimento sia più o

meno elevata in una determinata zona anziché in un'altra, poiché tutti questi effetti sono concentrati nelle variabili del modello adottato. Si rinuncia così a seguire i fenomeni fisici nella loro evoluzione sul territorio esaminato, preferendo una descrizione globale di ciascuno di essi. L'utilizzo di una metodologia del genere, tipica della modellazione concentrata, produce una distorsione sia dei volumi di deflusso che dei tempi di formazione del deflusso superficiale (Dooge, 1982 e 1986; Klemes, 1986). La modellazione a parametri concentrati si allontana dalla fisica del fenomeno e non considera la variazione nello spazio del processo che si cerca di rappresentare e la cui variabilità è invece parte fondamentale nello studio dei fenomeni alla scala di bacino.

L'approccio distribuito alla modellazione idrologica rappresenta un tentativo di soluzione a tali problematiche. Questo modo di interpretare la trasformazione afflussi-deflussi ha ridefinito il dominio di validità delle equazioni che descrivono il ciclo idrologico, le quali non sono più riferite all'intero bacino idrografico, bensì a volumi di controllo discreti (celle) in cui è stato suddiviso il bacino stesso. La descrizione del processo a scala globale è assicurata dal legame esistente tra un volume di controllo ed un altro, che si basa sul rispetto delle equazioni di conservazione della massa e dell'energia tra tutte le celle che compongono l'intero bacino. Un'ulteriore sostanziale differenza con la modellazione concentrata consiste nel fatto di tenere in considerazione la conformazione topografica del bacino. Ad essa si affida quel fattore determinante che è il legame tra una cella ed un'altra, in virtù del fatto che una cella a quota maggiore, scolando, contribuisce al contenuto in acqua di una ad altitudine inferiore, in modo tanto più rapido quanto maggiore è la differenza di quota. Tale tipo di modellizzazione rende in pratica possibile riavvicinarsi al campo di validità delle equazioni del moto e della continuità applicate al discreto di un mezzo fluido. E' proprio della continuità alla scala del discreto che l'approccio concentrato non riesce a tenere conto. L'utilizzo quindi di una teoria fondata sulla descrizione di processi alla scala della griglia in cui è discretizzato il bacino, rende possibile una modellazione più vicina alla realtà fisica del processo, come dimostrato da vari autori negli ultimi anni (Beven, 1985, Abbot, 1986, Wood, 1988, Mancini, 1990, Mancini e Rosso, 1989, Rosso, 1994, Brath *et al.*, 2000, Merz e Plate, 1997).

3.1 Modellistica idrologica applicata alle soglie pluviometriche

Le soglie pluviometriche di guardia idraulica o di preallarme definiscono la quantità di precipitazione lorda che per assegnata durata genera una portata di guardia in una prefissata sezione fluviale. Queste soglie si basano sulla ricerca della soluzione inversa della classica trasformazione afflussi meteorici in deflussi di piena. Infatti, assegnata una portata di guardia nelle sezioni caratteristiche di un tronco fluviale, si determina tramite modellistica numerica la quantità di precipitazione lorda, che per diverse durate, determina la portata di piena assegnata.

L'impiego della simulazione idrologica per la valutazione delle *linee segnalatrici di precipitazione cumulata critica* o *soglie pluviometriche* comporta l'esecuzione di esperimenti di simulazione in grado di enucleare, in base ai diversi scenari di precipitazione che si possono potenzialmente verificare su un bacino idrografico, la configurazione critica del campo di precipitazione che corrisponde al superamento della prefissata portata critica di riferimento nella sezione di chiusura del bacino stesso.

Va rilevato come gli elementi di variabilità dell'ingresso di pioggia siano essenzialmente due. Il primo è legato alla natura fortemente variabile della pioggia nello spazio, dimostrata dalla circostanza che durante un nubifragio il tasso di precipitazione non è uniforme sul bacino. Il secondo è legato all'andamento temporale del fenomeno, per cui si osservano, in un punto dello spazio, variazioni più o meno marcate del tasso di pioggia. A loro volta, le fluttuazioni spaziali e temporali del fenomeno sono legate tra loro dalla dinamica evolutiva del campo di pioggia, regolata dalle complesse leggi fisiche che controllano l'evoluzione dei fenomeni meteorologici.

Per la posizione del problema di identificazione delle soglie, la simulazione viene affrontata considerando piogge "ragguagliate", uniformi nello spazio. Dal punto di vista pratico, l'ipotesi semplificativa di adottare nel calcolo delle soglie una distribuzione di pioggia uniforme nello spazio, può comportare un aumento del numero delle fallanze gravi. Le soglie così calcolate potrebbero, cioè, sovrastimare le piogge necessarie al superamento della portata massima smaltibile. Raramente, infatti, una precipitazione ha intensità costante per tutta l'estensione della perturbazione, specialmente per i nubifragi di origine convettiva, che assumono forti

intensità solo su aree ristrette; possono quindi verificarsi precipitazioni che, pur essendo modeste in termini globali, se concentrate su aree ristrette con alta impermeabilità e/o bassi tempi di risposta del bacino, potrebbero rivelarsi assai critiche. D'altro canto, l'ipotesi semplificativa sulla configurazione spaziale dell'evento di pioggia rende trattabile il problema e risulta indispensabile per raggiungere una soluzione tecnicamente praticabile per l'impiego della soglia pluviometrica quale precursore. La procedura di stima viene così semplificata e resa matematicamente trattabile, in quanto si elimina a priori l'elemento di aleatorietà del processo legato alle possibili differenti configurazioni spaziali dell'evento di pioggia.

Per quanto riguarda l'andamento temporale della precipitazione, la cumulata di pioggia in un punto dello spazio, ha generalmente un andamento lontano dalla forma lineare propria del profilo di pioggia corrispondente a un teorico ietogramma uniforme. Quando la precipitazione viene integrata nello spazio tale erraticità viene smorzata dall'operatore di integrazione spaziale. Si possono perciò enucleare "profili" tipici di pioggia, che delineano sul piano cartesiano (d/d_{totale} , P/P_{totale}) l'andamento della pioggia cumulata P nel tempo d , normalizzata per l'altezza totale P_{totale} caduta nella durata complessiva d_{totale} dell'evento meteorico. Per questo motivo, si è scelto di analizzare alcune forme schematiche di profilo e/o di ietogramma. Tali forme, rappresentate sotto forma di ietotipi standard, sono rappresentative delle più comuni tipologie di precipitazione che si verificano nei climi temperati (Figura 7):

- ietogramma ad intensità di pioggia costante (di seguito denominato ietotipo – 1)
- ietogramma ad intensità di pioggia linearmente crescente (di seguito denominato ietotipo – 2)
- ietogramma ad intensità di pioggia linearmente decrescente (di seguito denominato ietotipo – 3)

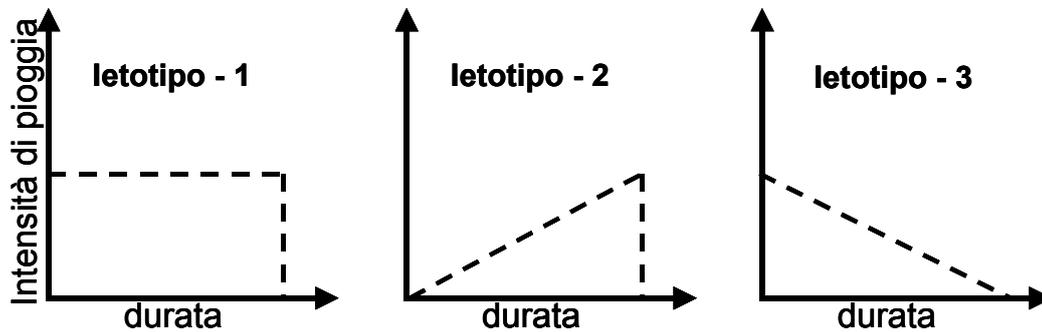


Figura 7. letotipi di pioggia a diversi andamenti di intensità adottati nella stima delle soglie pluviometriche di preallerta.

Un ulteriore fattore di variabilità riguarda infine lo "stato" del sistema, rappresentato dalle condizioni iniziali di imbibimento del suolo prima di un evento di piena che, come mostrato ampiamente dalla letteratura (Rosso, 1994, Troch et al., 1993a, 1993b), influenza in modo considerevole la formazione e lo sviluppo dell'idrogramma. L'umidità del terreno presenta una dinamica spazio-temporale assai complessa e la sua valutazione richiede modelli matematici sofisticati e identificabili soltanto in base a un fitto controllo di campo tramite misure specifiche. Lo scopo applicativo del sistema di preallerta richiede, d'altro canto, criteri di valutazione di uso semplice e immediato. A tale scopo, l'unico indicatore efficace è rappresentato dalla stessa precipitazione antecedente l'episodio idrometeorologico preso in esame. Di qui la necessità di implementare un indice sintetico di semplice e immediata valutazione, seppure grossolano, quale l'indice AMC del Soil Conservation Service (USDA, 1986). Tale indice rappresenta lo stato di imbibimento in tre classi:

- stato o tipo I, per bacino complessivamente asciutto
- tipo II per bacino mediamente imbibito
- tipo III per bacino fortemente imbibito

In definitiva, la soluzione adottata per la conduzione degli esperimenti numerici di simulazione di scenario si basa sulla generazione di piogge uniformi nello spazio e con assegnato andamento nel tempo. La simulazione della trasformazione afflussi-deflussi viene quindi condotta a partire da una prefissata condizione iniziale di imbibimento, secondo i tre tipi AMC I, II e III. Per via iterativa, viene quindi ricercata la minima altezza di pioggia cumulata, raggiunta sul bacino in esame, in grado

di provocare il superamento della prefissata soglia di portata al colmo nella sezione di chiusura del bacino stesso. Questo procedimento va ripetuto per durate progressivamente crescenti a partire dall'origine dell'asse temporale, identificando in tal modo la richiesta curva sul piano (P,d). Il procedimento viene iterato indipendentemente per i tre tipi AMC, determinando così le tre curve associate a stato iniziale asciutto, mediamente e fortemente imbibito, e per i tre ietotipi presi in esame (Figura 8).

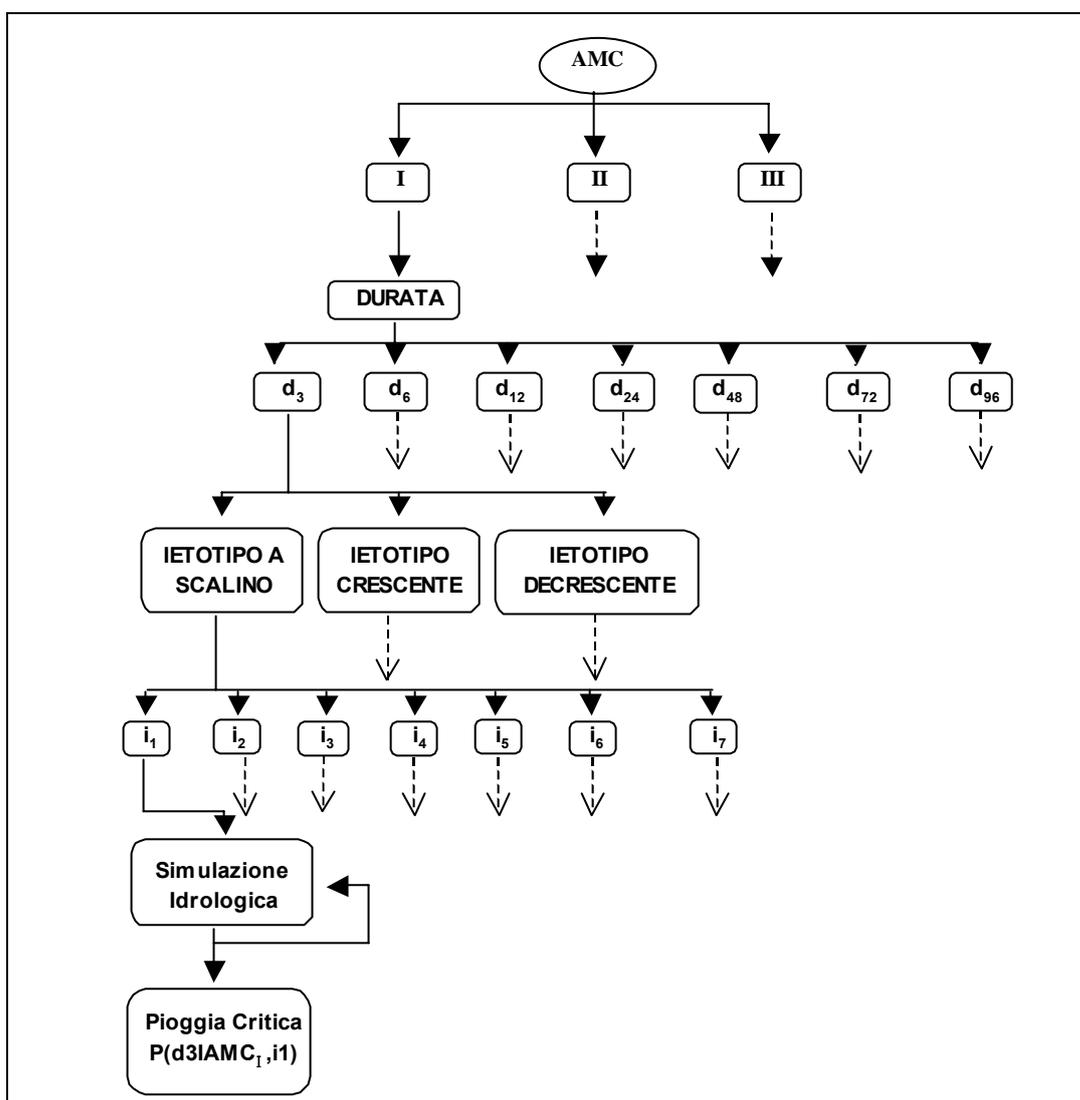


Figura 8. Schema di simulazione idrologica per la determinazione delle soglie pluviometriche di preallerta per un generico sito fluviale.

Alcuni esperimenti numerici, hanno evidenziato come, una volta fissata la forma e la durata della pioggia (che, si ricordi, assume valori costanti nello spazio) il legame tra il valore dell'altezza di pioggia cumulata ragguagliata e la portata al picco dell'idrogramma sia chiaramente identificabile. Il sistema a un solo ingresso e una uscita appare, infatti, come debolmente non lineare. Anche l'andamento del tempo di picco dell'idrogramma in uscita in funzione dell'altezza di pioggia cumulata ragguagliata appare abbastanza regolare e si discosta abbastanza debolmente da un andamento lineare entro l'intervallo dei valori esplorati di interesse tecnico. In Figura 9 e Figura 10 si riportano alcuni esempi, riferiti al sottobacino del Casentino chiuso a Subbiano, di tali legami per i diversi ietotipi e diverse durate (3 e 6 ore).

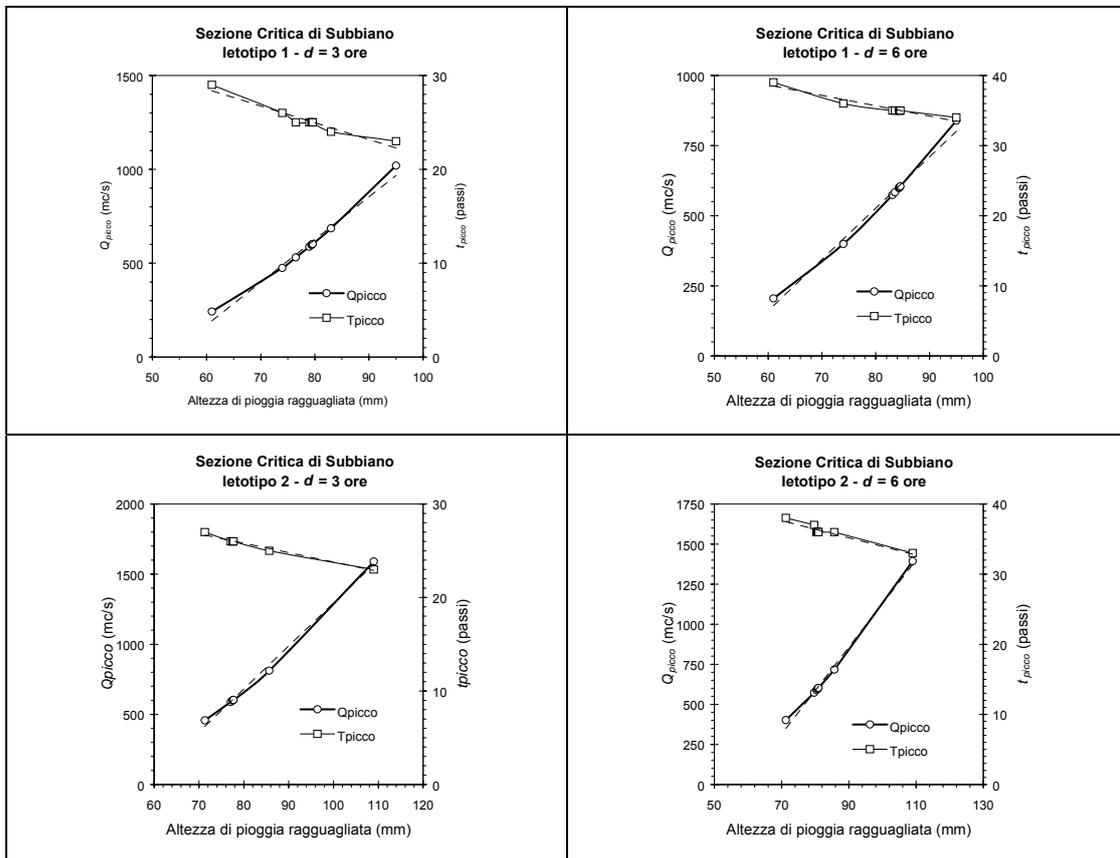


Figura 9. Legame tra altezza di pioggia ragguagliata, portata di picco e tempo di picco per diverse durate di pioggia e ietotipi 1 e 2. Bacino del Casentino chiuso alla sezione di Subbiano.

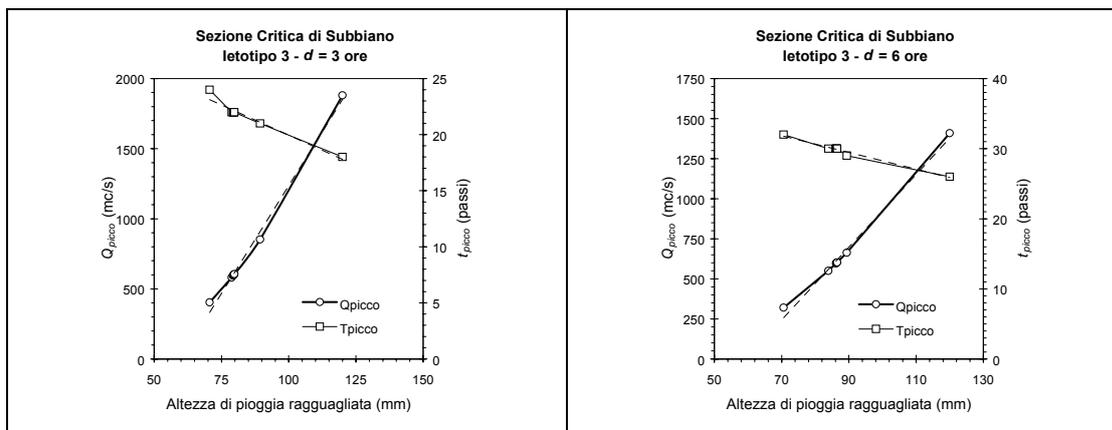


Figura 10. Legame tra altezza di pioggia raggugliata, portata di picco e tempo di picco per diverse durate di pioggia e ietotipo 3. Bacino del Casentino chiuso alla sezione di Subbiano.

3.2 Soglie pluviometriche tramite modellistica idrologica distribuita

Una volta fissata la forma dello ietogramma, la durata, d , della pioggia e lo stato di imbibimento iniziale del terreno (AMC I, II, III) per cui si intende stimare il valore di soglia, l'unica variabile in gioco è il valore di altezza cumulata della pioggia H_d . Tale valore deve essere variato, per tentativi, fino ad ottenere quello che provoca, alla sezione di chiusura del bacino (sezione critica), un valore di portata al picco Q_p pari alla portata massima smaltibile. La trasformazione della pioggia lorda nel deflusso di piena viene effettuato tramite il modello idrologico distribuito FEST98RS (Appendice A). La ricerca della soluzione (H_d) viene effettuata implementando un semplice algoritmo di ottimizzazione automatica unidimensionale (Brent, 1973, Forsythe *et al.*, 1977) che costruisce piogge con diversi valori di altezza cumulata H_d , per fissata forma e durata dello ietogramma.

L'obiettivo dell'algoritmo è variare H_d fino a minimizzare (ovvero rendere nullo) lo scarto tra il valore di portata al picco Q_p , simulata alla sezione critica, e la portata massima smaltibile fissata (Q_{max}). In termini matematici la funzione obiettivo è rappresentata dall'espressione:

$$F = (Q_p - Q_{max})^2 \quad \text{Eq (3.1)}$$

L'andamento della funzione obiettivo (F) in relazione alla variabile indipendente (H_d) risulta essere, data la quasi linearità tra H_d e Q_p (Figura 10), quasi parabolico: si è pertanto scelto di utilizzare, come algoritmo di ricerca, il metodo noto in letteratura come "Interpolazione parabolica", che si è rivelato, confermando le aspettative, molto efficiente, garantendo una convergenza molto rapida. Tale metodo di ottimizzazione viene inizializzato in tre punti (P_1, P_2, P_3) nei quali si calcola la funzione obiettivo. Si ricerca poi l'equazione della parabola passante per i tre punti stessi e se ne seleziona il vertice (v). Il punto corrispondente all'ascissa di tale vertice e i due punti con la funzione obiettivo dal valore più basso, diventano i nuovi tre punti di partenza (P_1, P_2', P_3). Si reitera il processo fino a stazionarietà (Figura 11).

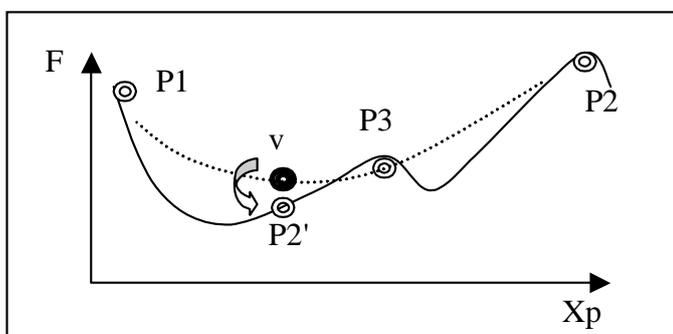


Figura 11. Ricerca del minimo con il metodo dell'interpolazione parabolica.

Risulta in tale modo definita una soglia pluviometrica per punti discreti pari ai valori di durata prescelti. L'interpolazione lineare di tali punti dà luogo alla linea segnalatrice di pioggia critica cercata. Di seguito vengono riportate in forma tabellare e grafica le soglie pluviometriche calcolate col suddetto metodo per le durate di 3, 6, 12, 24, 48, 72, 96 ore per le sezioni critiche del bacino dell'Arno (Capitolo 6).

Tabella IV. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Nave di Rosano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	96	59	40	95	59	40	96	59	40
6	98	61	42	96	60	40	98	61	41
12	103	65	44	99	62	43	103	65	44
24	116	77	55	105	67	47	122	80	57
48	142	100	79	118	78	56	153	102	75

72	174	130	110	132	91	70	184	126	96
96	204	160	141	147	105	85	213	151	116

Tabella V. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di San Giovanni Valdarno.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	80	48	31	79	48	31	81	48	31
6	83	51	34	81	49	32	85	51	34
12	90	59	41	85	52	35	95	59	40
24	109	70	49	96	62	44	116	75	52
48	130	89	69	108	70	50	140	92	66
72	157	115	94	121	81	62	168	113	84
96	183	139	119	135	93	73	193	135	102

Tabella VI. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rignano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	85	51	33	84	50	33	85	50	33
6	88	53	35	85	51	33	89	53	35
12	95	59	40	89	54	36	97	59	40
24	107	67	46	98	62	42	111	70	48
48	128	87	66	109	70	50	136	90	64
72	153	111	90	121	80	60	164	110	81
96	178	133	114	133	91	71	189	130	98

Tabella VII. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rassina.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	84	50	33	82	50	32	84	51	33
6	88	54	36	85	51	34	91	55	37
12	96	62	43	90	55	37	102	64	44
24	120	85	67	99	64	47	129	86	62
48	175	136	120	124	89	71	181	128	98
72	226	188	174	152	115	98	227	166	133
96	279	241	230	179	140	124	270	204	166

Tabella VIII. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite

modellistica idrologica distribuita per la sezione di Subbiano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	91	55	37	90	54	36	91	56	37
6	96	59	40	92	57	38	98	60	41
12	106	68	50	97	60	42	111	71	50
24	134	97	79	109	72	54	143	97	72
48	200	161	145	140	103	85	203	147	114
72	266	225	212	172	134	117	258	192	156
96	330	292	280	205	166	151	309	237	196

Tabella IX. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Vicchio.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	104	69	49	100	67	48	104	68	48
6	112	74	54	107	71	52	112	75	54
12	121	83	63	114	76	56	126	87	64
24	151	111	92	126	88	68	160	113	87
48	225	181	163	162	119	98	228	166	133
72	296	253	239	196	153	135	287	216	176
96	367	329	315	232	189	172	345	265	221

Tabella X. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Contea.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	89	57	40	85	56	39	89	57	40
6	94	61	43	91	59	42	95	61	43
12	102	68	49	96	63	45	105	70	50
24	122	87	66	105	71	53	130	90	68
48	175	134	116	133	93	73	185	130	100
72	225	183	166	157	116	97	230	167	132
96	274	234	218	181	140	122	270	201	163

Tabella XI. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Rufina.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	90	59	41	88	57	40	90	59	41
6	96	63	45	93	61	43	97	63	45
12	105	70	51	98	65	46	108	72	52
24	126	90	66	108	73	55	134	92	69
48	182	140	121	137	96	76	190	134	104
72	235	192	177	161	120	102	237	172	138
96	287	245	232	189	146	129	281	210	171

Tabella XII. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Sagginale.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	110	75	55	108	73	53	111	74	53
6	119	82	60	115	78	57	122	83	61
12	136	94	71	131	91	67	139	97	73
24	170	120	90	149	107	76	186	131	103
48	258	216	200	180	137	118	258	192	157
72	349	307	294	224	181	163	328	253	210
96	440	401	391	268	226	210	396	312	266

Tabella XIII. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Pontassieve.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	91	59	41	88	57	40	90	57	40
6	97	63	45	93	60	43	97	63	44
12	105	70	51	99	65	45	108	72	52
24	127	91	72	108	73	55	135	93	70
48	183	141	123	137	96	77	192	136	105
72	237	195	179	163	122	103	240	174	139
96	292	249	234	189	148	130	282	211	172

Tabella XIV. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Poggio a Caiano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)	IETOTIPO CRESCENTE (2)	IETOTIPO DECRESCENTE (3)
--------------	------------------------	------------------------	--------------------------

	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	160	107	78	152	102	75	158	105	75
6	174	117	87	163	112	83	174	116	85
12	185	127	96	177	121	90	188	128	96
24	215	154	124	192	134	103	224	159	122
48	280	220	188	223	165	133	297	220	177
72	352	287	260	259	197	169	360	271	225
96	421	360	334	295	233	203	422	326	275

Tabella XV. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di Quarrata.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	133	86	60	127	81	57	132	84	58
6	142	93	66	138	89	64	142	92	64
12	154	101	73	146	96	69	156	102	73
24	172	119	90	157	105	77	181	123	92
48	216	159	131	179	126	97	234	165	128
72	263	204	178	203	146	118	279	202	160
96	313	252	228	227	170	141	320	237	192

Tabella XVI. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita per la sezione di San Piero a Ponti.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	101	61	41	97	59	39	103	62	41
6	113	74	55	103	63	44	119	76	53
12	149	108	87	118	79	59	158	107	79
24	221	174	154	155	113	93	227	161	126
48	356	310	293	227	180	161	340	258	211
72	492	449	435	295	249	231	445	349	294
96	626	586	575	364	317	301	540	436	375

IETOTIPO 1	IETOTIPO 2	IETOTIPO 3
------------	------------	------------

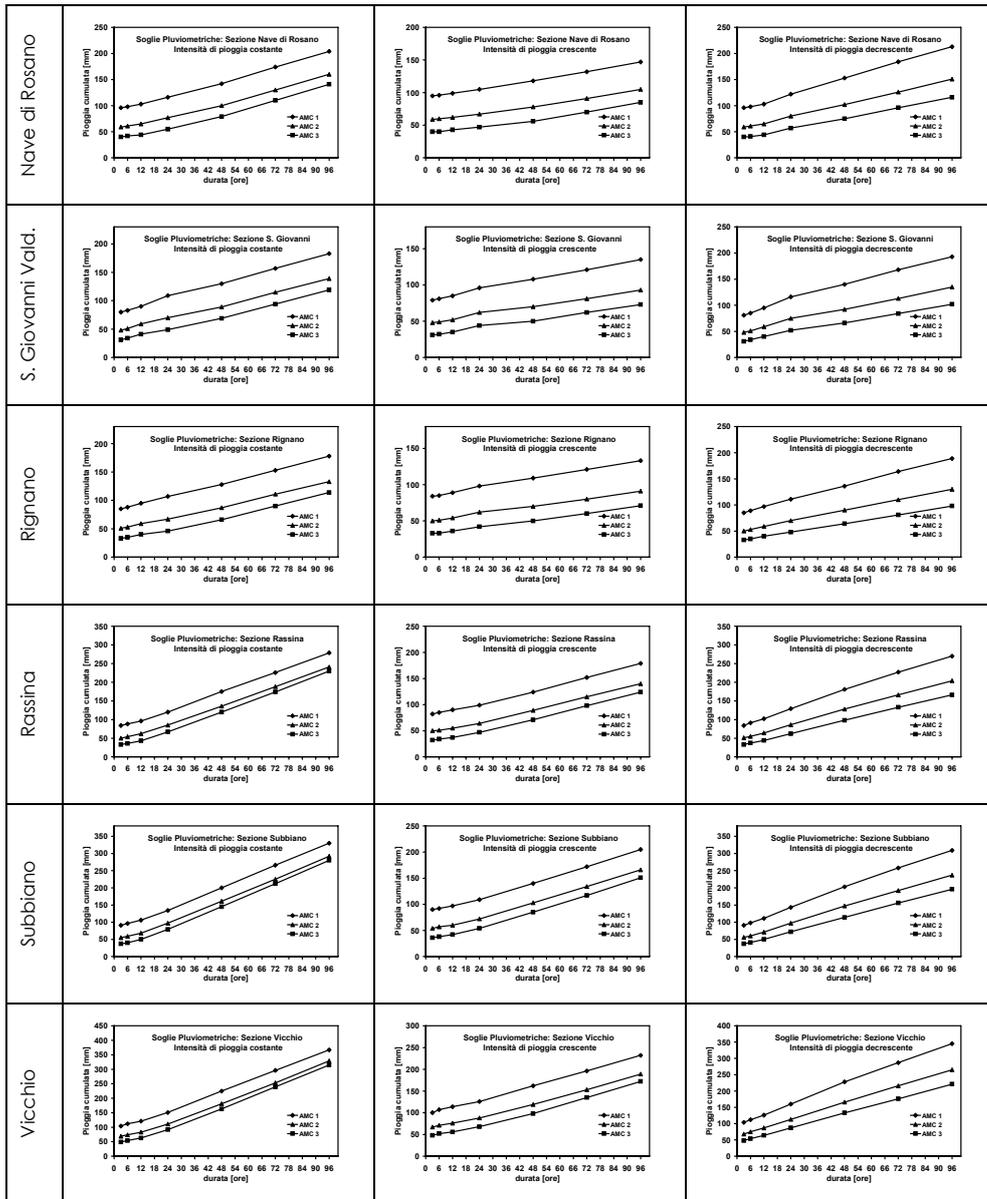


Figura 12. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita. Sezioni di Nave di Rosano, S. G.Valdarno, Rignano, Rassina, Subbiano, Vicchio.

IETOTIPO 1	IETOTIPO 2	IETOTIPO 3
------------	------------	------------

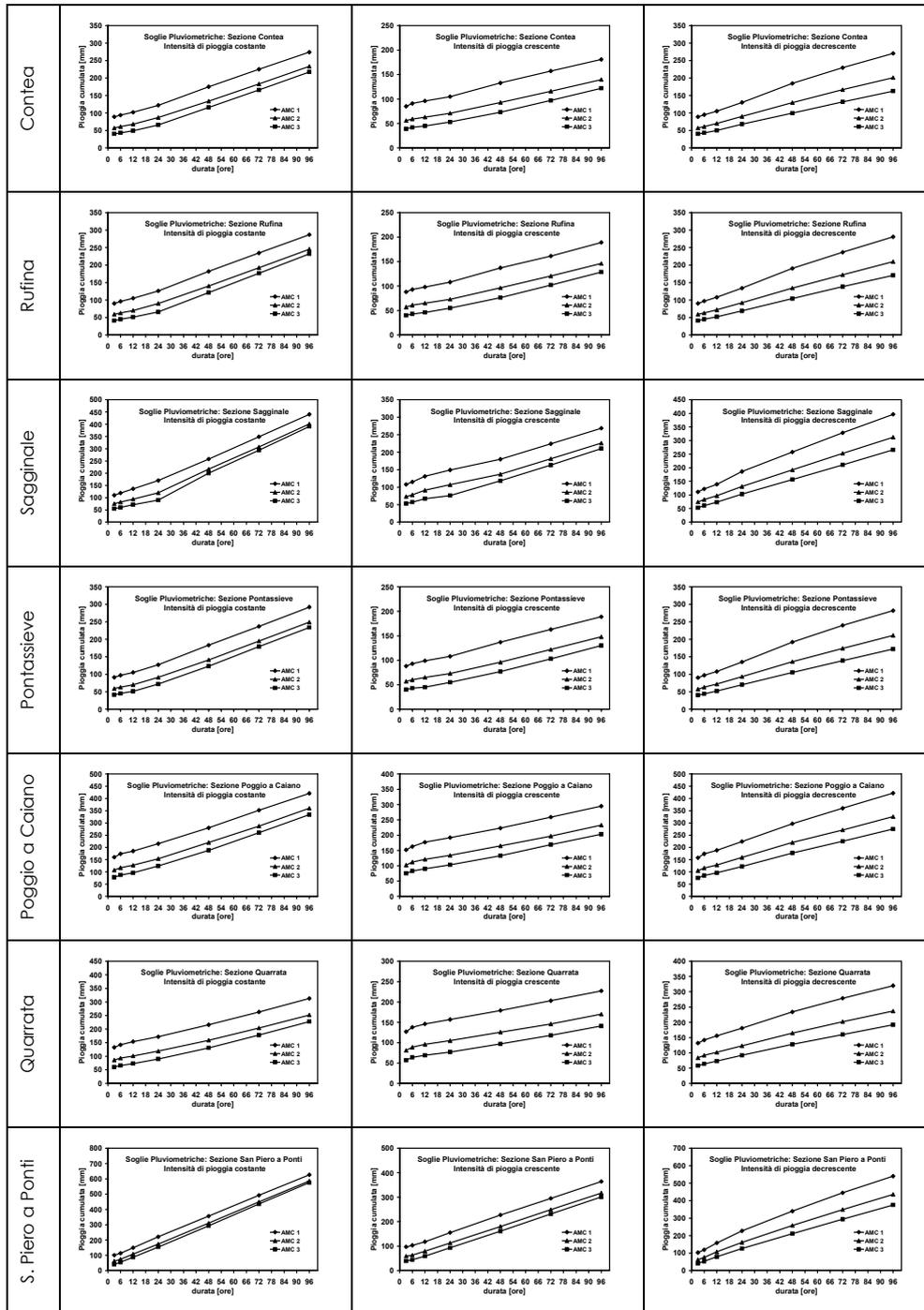


Figura 13. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica distribuita. Sezioni di Contea, Rufina, Sagginale, Pontassieve, Poggio a Caiano, Quarrata, S.Piero a Ponti.

3.2.1 Il periodo di ritorno delle soglie pluviometriche

Nell'ambito del *Progetto speciale di Valutazione delle Piene (VAPI)* promosso dal *Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI)* si inserisce l'analisi regionale di frequenza delle precipitazioni intense relative al territorio costituito dall'unione dei tre Compartimenti del S.I.M.N. di Bologna, Pisa e Roma delimitato dai fiumi Po e Tronto sulla costa Adriatica e dai fiumi Magra e Tevere sulla costa Tirrenica.

Le elaborazioni statistiche sono state eseguite utilizzando i modelli TCEV e GEV, che hanno evidenziato una capacità sostanzialmente equivalente di rappresentare la variabilità naturale delle osservazioni pluviometriche. L'analisi svolta ha portato ad individuare quattro zone pluviometriche omogenee, disposte pressoché parallelamente alla dorsale appenninica (Figura 14). L'omogeneità idrologica di una regione comporta l'invarianza spaziale della curva di crescita che a sua volta implica, per i due modelli sopra citati, l'invarianza spaziale dei coefficienti C_v e C_s .

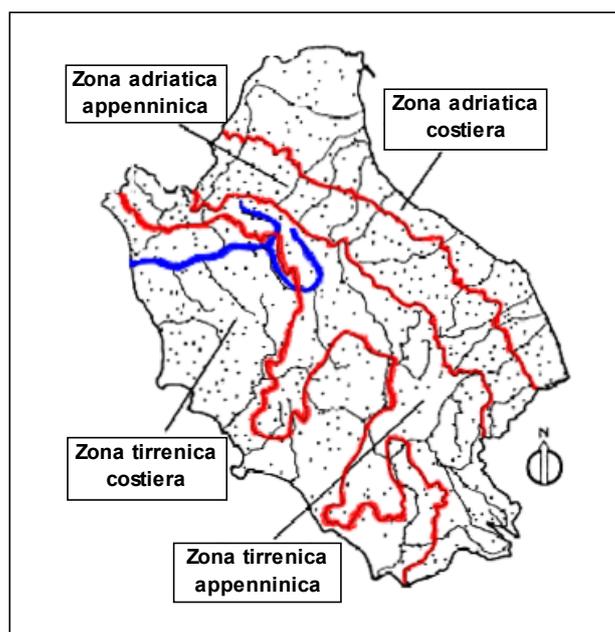


Figura 14. Suddivisione dell'area di indagine in quattro zone omogenee nei riguardi delle piogge intense.

Per ciascuna zona sono state individuate le relazioni che consentono la stima del valore puntuale dell'altezza di pioggia giornaliera e di quelle di durata compresa fra 1 e 24 ore, per assegnati valori del tempo di ritorno. Nella Tabella XVII si riportano,

con riferimento alle varie zone e alle varie durate i valori dei parametri della distribuzione TCEV e le espressioni approssimate esplicite, valide per $T \geq 5$ anni, tramite cui ricavare direttamente il fattore di crescita X' al variare del tempo di ritorno T ($h(d,T) = m_d X'(T)$ con $m_d = m_1 * d^{\frac{\ln(m_G) - \ln(\gamma) - \ln(m_1)}{\ln(24)}}$).

Per piogge di durata intermedia rispetto a quelle indicate è possibile procedere ad un' interpolazione.

Tabella XVII. Stima dei parametri del modello TCEV ed espressione approssimata della curva di crescita in funzione della durata.

Zone	Λ_*	Θ_*	λ_1	$X'(T)$	Note
Adriatica costiera	0.282	2.361	29.87	$0.4686+0.4051*\ln T+0.0088*\ln^2 T$	Valida per tutte le durate
Adriatica appenninica	0.520	1.577	17.55 21.31 34.49	$0.7462+0.3171*\ln T+0.0044*\ln^2 T$ $0.7565+0.3023*\ln T+0.0041*\ln^2 T$ $0.7811+0.2719*\ln T+0.0037*\ln^2 T$	Valida per d = 1 ora Valida per d = 3 ore Valida per d \geq 6 ore ed 1 g
Tirrenica appenninica	0.073 0.144	1.406 2.042	21.01 33.03	$0.8329+0.2711*\ln T+0.0023*\ln^2 T$ $0.8190+0.2258*\ln T+0.0165*\ln^2 T$	Valida per d = 1 ora Valida per d \geq 6 ore ed 1 g
Tirrenica costiera	0.131 0.770 0.380 0.303 0.221	1.820 2.391 2.592 2.799 3.322	16.28 24.71 26.21 30.01 30.78	$0.8528+0.2524*\ln T+0.0153*\ln^2 T$ $0.5155+0.4604*\ln T+0.0004*\ln^2 T$ $0.3292+0.5043*\ln T+0.0043*\ln^2 T$ $0.2296+0.5267*\ln T+0.0056*\ln^2 T$ $-0.0327+0.6135*\ln T+0.0083*\ln^2 T$	Valida per d = 1 ora Valida per d = 3 ore Valida per d = 6 ore Valida per d = 12 ore Valida per d = 24 ore

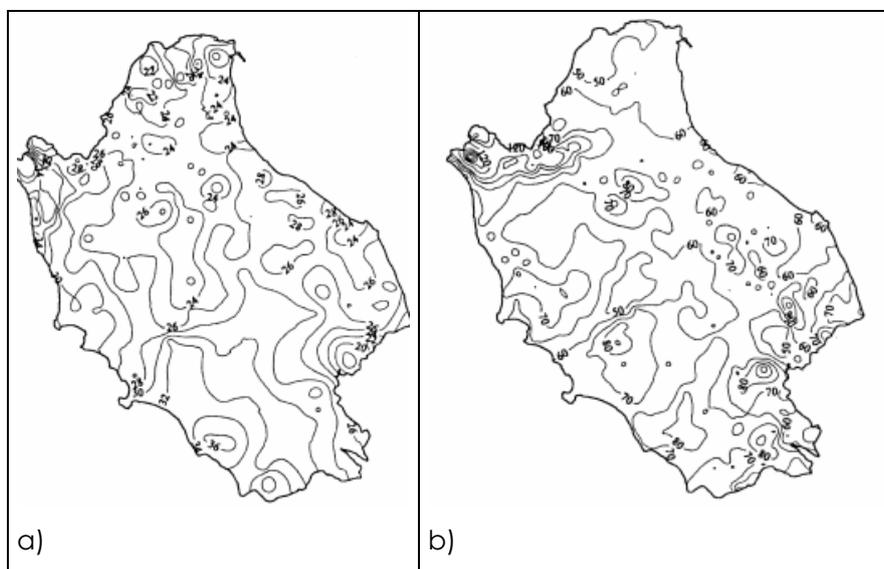


Figura 15. a) Iso linee del parametro m_1 e b) iso linee del parametro m_G .

Utilizzando un valore rappresentativo, per ogni bacino considerato, dei parametri m_1 e m_G , sono state tracciate le relative LSPP che, confrontate con le soglie, ci forniscono un' indicazione sul tempo di ritorno delle stesse. I risultati esposti nelle

figure seguenti evidenziano il fatto che, indipendentemente dal bacino considerato e dallo ietotipo, le soglie in classe AMC2 e AMC3 hanno un tempo di ritorno inferiore a 5 anni e le soglie in classe AMC1 hanno un tempo di ritorno compreso tra 15 e 40 anni.

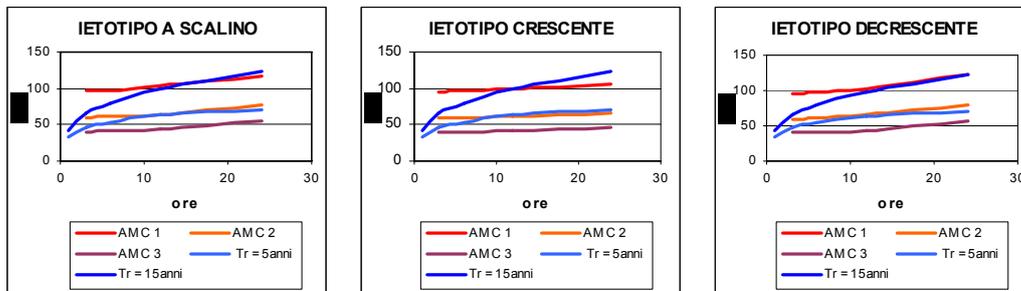


Figura 16. Tempi di ritorno delle soglie del bacino dell'Alta Val d'Arno.

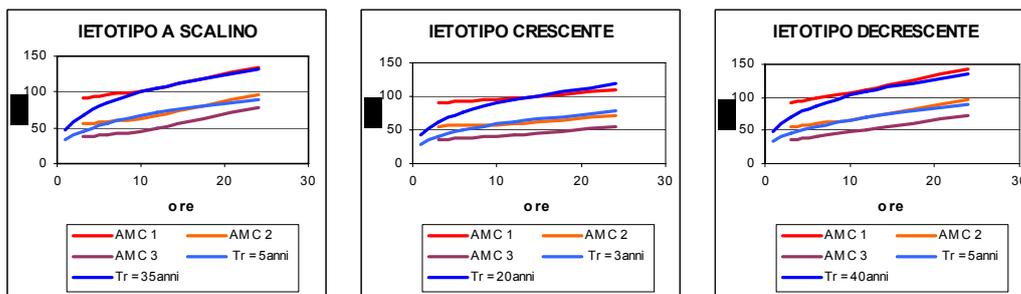


Figura 17. Tempi di ritorno delle soglie del bacino del Casentino.

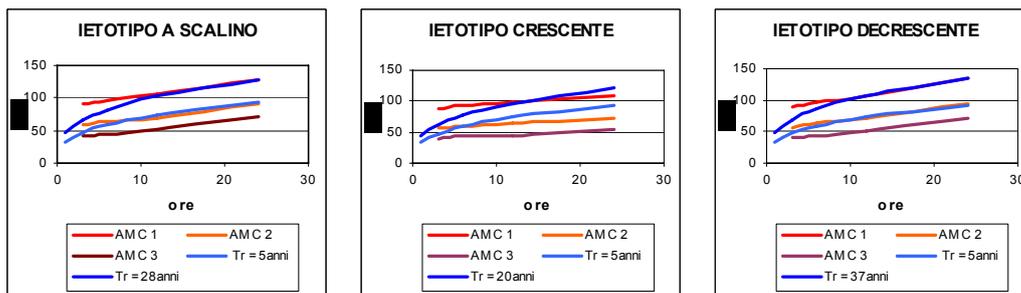


Figura 18. Tempi di ritorno delle soglie del bacino della Sieve.

3.3 Soglie pluviometriche tramite modellistica idrologica concentrata

Il più classico modello di trasformazione afflussi- deflussi, deriva la portata al colmo di piena dall' intensità di precipitazione :

$$Q_{\max} = i_n A \quad \text{Eq. (3.2)}$$

avendo indicato con A la superficie del bacino idrografico e con i_n l'intensità di pioggia netta, ossia :

$$i_n = \Phi i \quad \text{Eq. (3.3)}$$

dove i è la precipitazione lorda e Φ il coefficiente di afflusso, dato dal rapporto tra la pioggia netta e la totale.

Nella realtà, a causa della laminazione dovuta al temporaneo accumulo dell'acqua nella rete idrografica e sui versanti, la portata al colmo è inferiore a quella fornita dalla Eq. (3.2). Di tale effetto si può tenere conto introducendo un coefficiente di laminazione $\varepsilon \leq 1$ il cui valore indica il contributo dell'area del bacino al calcolo della portata (se $\varepsilon = 1$ tutto il bacino contribuisce al deflusso). Si scrive perciò:

$$Q = \Phi \varepsilon i A \quad \text{Eq. (3.4)}$$

Considerando un evento di intensità costante i e durata d , per l'altezza di precipitazione h varrà la relazione

$$h = i d \quad \text{Eq. (3.5)}$$

sostituendo quindi la (3.5) nella (3.4) ed esprimendo tutto in funzione di h si avrà

$$h = \frac{Q d}{\Phi \varepsilon A} \quad \text{Eq. (3.6)}$$

Se ipotizziamo quindi di conoscere i valori di Q , Φ , ε ed A , è possibile ricavare la soglia pluviometrica h , ossia la quantità di precipitazione lorda che per assegnata durata genera una portata di guardia in una prefissata sezione fluviale. Per un approfondimento sulla valutazione delle grandezze sopra citate si rimanda

all'Appendice B e all'Appendice C. La (3.6) non può essere risolta analiticamente, in quanto i parametri Φ ed ε sono a loro volta dipendenti dall'altezza di pioggia h , quindi va risolta in modo iterativo.

La procedura di calcolo utilizzata consiste nella scelta di un'altezza di pioggia h' di tentativo, dalla quale si calcolano le grandezze Φ ed ε e quindi il valore di soglia $h'' = Q d / \Phi \varepsilon A$, reiterando finché i valori di h' e h'' non coincidono.

Il calcolo delle soglie così effettuato è stato ripetuto per diverse durate (3, 6, 12, 24 ore) e per diverse condizioni di umidità del suolo (AMC1, AMC2, AMC3). Per ciò che riguarda l'evoluzione temporale della precipitazione, il modello, teoricamente basato su piogge di intensità costante (ietotipo 1), è stato esteso a precipitazioni di intensità crescente (ietotipo 2) e di intensità decrescente (ietotipo 3). Per precipitazioni di intensità costante vale $i = h/d$. Per ietotipo 2 e 3 invece, la relazione varia nel tempo, quindi si è scelto di utilizzare nel calcolo della soglia l'intensità di pioggia massima registrabile durante l'evento di durata d e pioggia cumulata totale h , ossia $i = 2 h / d$.

Di seguito vengono riportate in forma tabellare le soglie pluviometriche valutate con il modello idrologico concentrato per le sezioni critiche di Subbiano (bacino del Casentino) e di Nave di Rosano (Alta Valdarno).

Tabella XVIII. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica concentrata per la sezione di Subbiano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	108	63	41	93	53	33	86	49	30
6	126	77	51	109	63	40	99	58	36
12	151	96	68	127	76	50	115	70	47
24	195	134	103	151	95	67	142	91	64

Tabella XIX. Soglie pluviometriche deterministiche calcolate tramite modellistica idrologica concentrata per la sezione di Nave di Rosano.

DURATA (ore)	IETOTIPO A SCALINO (1)			IETOTIPO CRESCENTE (2)			IETOTIPO DECRESCENTE (3)		
	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3	AMC 1	AMC 2	AMC 3
3	102	58	36	86	47	28	84	45	26
6	121	71	46	102	58	35	97	54	33
12	143	87	59	122	71	45	113	65	42
24	170	108	76	144	86	57	131	79	52

3.4 Risultati a confronto

Nei paragrafi precedenti sono stati presentati due diverse metodologie per la valutazione delle soglie pluviometriche: una basata sul modello idrologico distribuito e l'altra sulla formula razionale. Riferendoci alla sezione critica di Subbiano mettendo a confronto le soglie calcolate con i due diversi metodi (Figura 19 e Figura 20), si evidenzia che i valori dell'approccio concentrato risultano globalmente più alti. Lo scarto, che aumenta con la durata dell'evento, risulta massimo in condizioni di precipitazione costante ed umidità del suolo di tipo AMC1, e via via più ridotto fino al caso di precipitazioni di forma decrescente, in cui i due modelli danno curve quasi coincidenti.

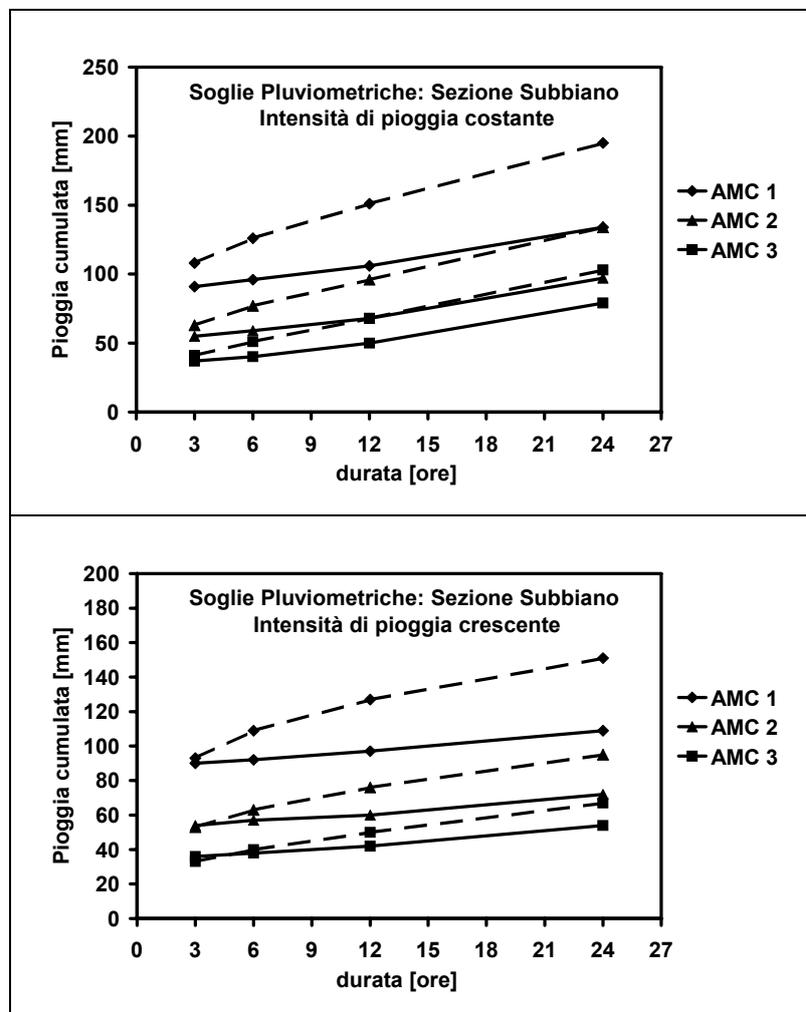


Figura 19. Confronto tra soglie pluviometriche calcolate con il modello idrologico distribuito (linea continua) e con il modello concentrato (linea tratteggiata) per la sezione critica di Subbiano. letotipo 1 e 2.

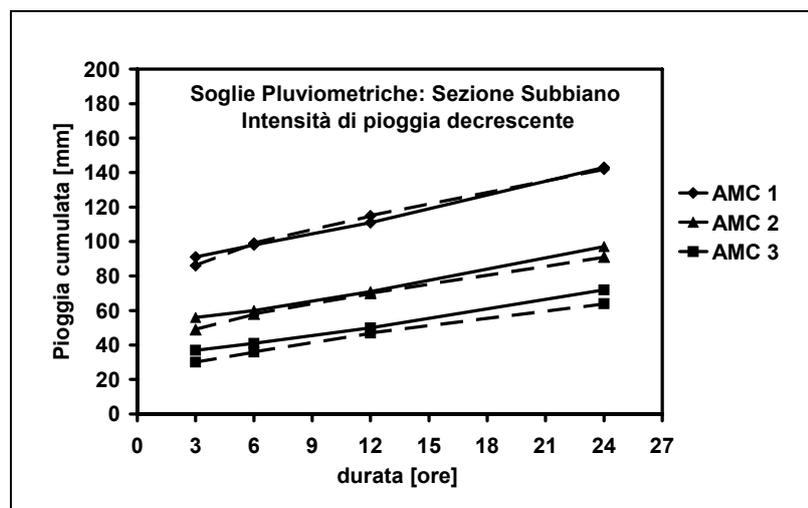


Figura 20. Confronto tra soglie pluviometriche calcolate con il modello idrologico distribuito (linea continua) e con il modello concentrato (linea tratteggiata) per la sezione critica di Subbiano. Ietotipo 3.

La ragione di tali differenze, è legata innanzitutto al diverso approccio dei due modelli al calcolo delle aree contribuenti al deflusso. A parità di precipitazione, la curva area-tempo del modello distribuito cresce più rapidamente di quella del modello concentrato (Figura 21), implicando una risposta più rapida del bacino e quindi, soglie pluviometriche più basse.

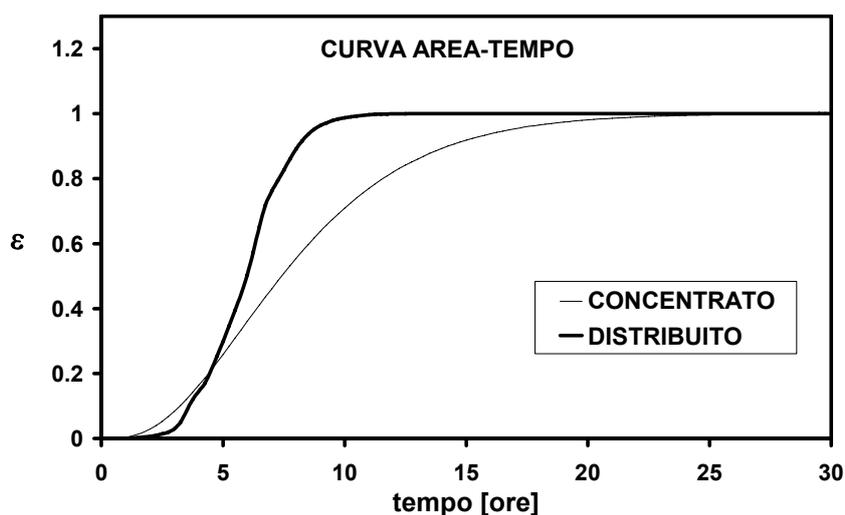


Figura 21. Sezione di Subbiano: curve area-tempo calcolate dal modello a parametri concentrati e da quello distribuito. Il modello distribuito determina un contributo più rapido delle aree al deflusso nella sezione di chiusura.

Questa differenza si risente maggiormente nel calcolo delle soglie per eventi di lunga durata. All'aumentare della durata, l'intensità media di precipitazione che innesca la portata critica diminuisce, e con essa rallenta la risposta del bacino. Entrambi i modelli registrano quest'effetto, che si traduce in un abbassamento della curva area-tempo; per quello a parametri concentrati però, la decrescita della curva si è dimostrata più rapida (Figura 22), determinando un incremento dei valori di soglia di entità superiore a quello del modello distribuito. La crescita più rapida delle soglie a parametri concentrati, causa dunque un distacco tra le curve dei due modelli proporzionale alla durata della precipitazione.

Variatione delle curve con la durata dell'evento

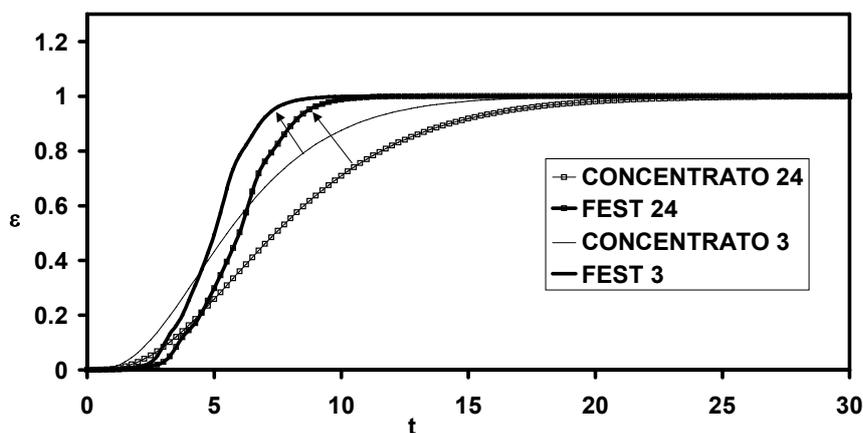


Figura 22. Sezione di Subbiano: curve area-tempo relative ad una precipitazione di intensità netta 6.15 mm/ora (corrispondente alla soglia AMC1-ietotipo 1, 3 ore) e relative ad una precipitazione di intensità netta 2.94 mm/ora (corrispondente alla soglia AMC1-ietotipo 1, 24 ore).

A parità di durata e forma della precipitazione, il divario tra i due modelli è più marcato per le soglie relative ad AMC1. La ragione di uno scarto crescente al diminuire dell'umidità del suolo, risiede nel calcolo della capacità di assorbimento. Entrambi i modelli calcolano la pioggia netta attraverso la formula dell'SCS-CN (Appendice B); il modello a parametri concentrati tuttavia calcola la perdita $I_a = c S$ (con $S = 254 (100/CN - 1)$) utilizzando un valore medio per il parametro CN. Data la non linearità dell'equazione la perdita ricavata con un CN medio non coincide con la media dei valori calcolati dal modello distribuito, che utilizza per ogni cella del bacino il CN relativo ($\overline{I_a} \neq I_a(\overline{CN})$). La differenza tra i due modelli tende a diminuire

all'aumentare del grado di umidità del suolo (Figura 23). In questo caso, infatti, risulta minore la varianza del parametro CN distribuito: il valore del CN in ogni celletta risulta cioè più vicina al valor medio a scala di bacino.

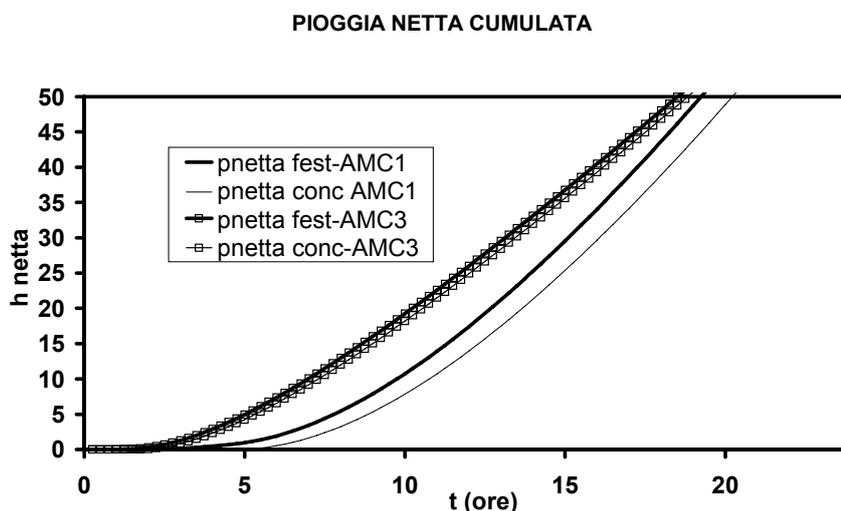


Figura 23. Pioggia netta calcolata con il modello distribuito e con il modello a parametri concentrati a parità di pioggia lorda. La differenza tra i valori ottenuti dai due modelli è molto più significativa nel caso di condizioni di umidità del suolo di tipo AMC1.

3.5 Effetti degli invasi di laminazione in progetto

Con l'approvazione del Piano Stralcio "Rischio Idrogeologico" da parte dell'Autorità di bacino del fiume Arno, vengono gettate le basi per l'estensione delle opere strutturali esistenti per la difesa dalle piene (paragrafo 2.4). In particolare è prevista la realizzazione di invasi di laminazione per un totale di più di 300 milioni di m³ distribuiti sul corso dell'Arno e dei suoi affluenti. Quale sarà l'effetto di tali opere sulle soglie pluviometriche? Sicuramente la quantità di precipitazione necessaria ad innescare fenomeni di esondazione aumenterà per l'effetto d'invaso delle casse di espansione. L'ammontare di tale aumento fornisce una informazione sulla efficacia delle opere in progetto. Il territorio preso in esame comprende il bacino idrografico del fiume Arno chiuso alla sezione di Subbiano (Bacino del Casentino).

3.5.1 Schematizzazione delle casse di espansione

I dati ricavati dal Piano Stralcio "Rischio Idrogeologico" inerenti i massimi volumi invasabili da ciascuna cassa e le quote di fondo e di massimo invaso, uniti alle informazioni derivabili dalla cartografia digitale, hanno permesso una schematizzazione delle opere in progetto ai fini dell'implementazione nel modello idrologico distribuito FEST98RS opportunamente perfezionato per simulare gli effetti di un insieme di casse d'espansione in derivazione (Appendice A).

Una semplificazione ha portato ad eliminare la divisione delle singole casse in più settori (Figura 24): viene così trascurato l'effetto del funzionamento parzializzato, ipotesi accettabile ai fini della valutazione gli effetti complessivi delle opere di laminazione a scala di bacino.

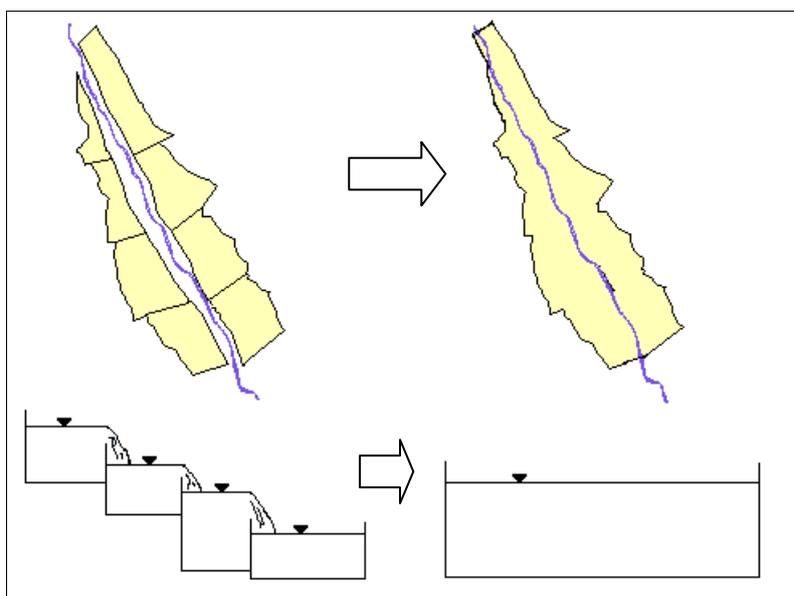


Figura 24. Semplificazione della geometria delle casse.

Come opera di presa si è considerato uno sfioratore laterale seguito da un restringimento della sezione idraulica, tale da consentire alle massime portate in arrivo il deflusso attraverso lo stato critico, al fine di rendere le caratteristiche della corrente di monte indipendenti dalla situazione di valle (Giugni, 2001). La larghezza della sezione ridotta B' è stata determinata in modo da garantire effettivamente il passaggio attraverso lo stato critico, in corrispondenza della sezione suddetta, per ogni valore di portata defluente. La verifica è stata condotta considerando le condizioni di moto uniforme a monte del restringimento (Marchi *et al.*, 1981);

imponendo quindi il passaggio per lo stato critico in corrispondenza di B' e ammettendo trascurabili le perdite di carico, abbiamo determinato le altezze idriche a monte della sezione di controllo, per diversi valori di portata. Le portate sfiorate sono state calcolate in corrispondenza delle altezze idriche suddette, in via approssimata (Giugni, 2001), assimilando la soglia sfiorante ad uno stramazzo.

Le casse di espansione in progetto sul bacino del Casentino sono mostrate in Figura 25. Il volume di laminazione complessivo supera i 23 milioni di m^3 .

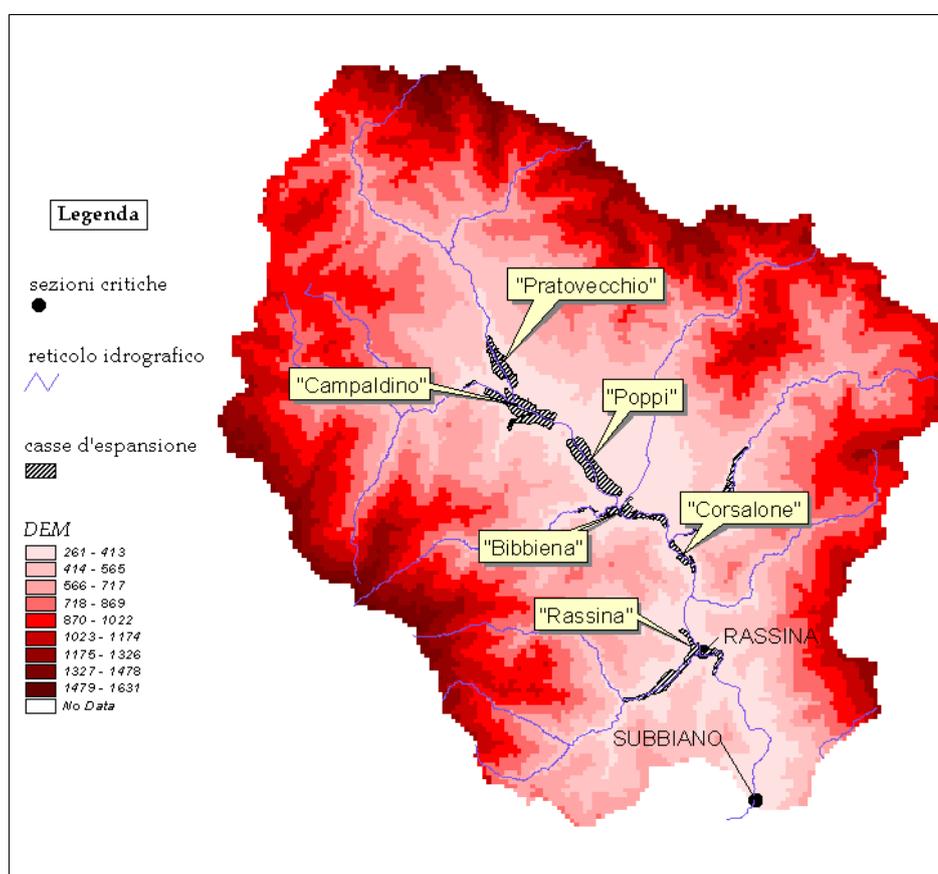


Figura 25. Bacino del Casentino con l'ubicazione delle casse di espansione previste.

3.5.2 Effetti sulle soglie pluviometriche

Utilizzando la procedura iterativa descritta nel paragrafo 3.2 sono state valutate le soglie pluviometriche di allerta per le tre condizioni di umidità del suolo e per i tre ietotipi rappresentativi. I risultati così ottenuti sono messi a confronto nei grafici di Figura 26 e Figura 27. Si nota un generale innalzamento della pioggia di soglia

dovuto all'invaso di un significativo volume di piena nelle casse di espansione. In taluni casi, l'effetto della laminazione diminuisce all'aumentare della durata: per eventi di lunga durata, infatti, viene esaurito il volume disponibile alla laminazione e la soglia pluviometrica tende al valore originale.

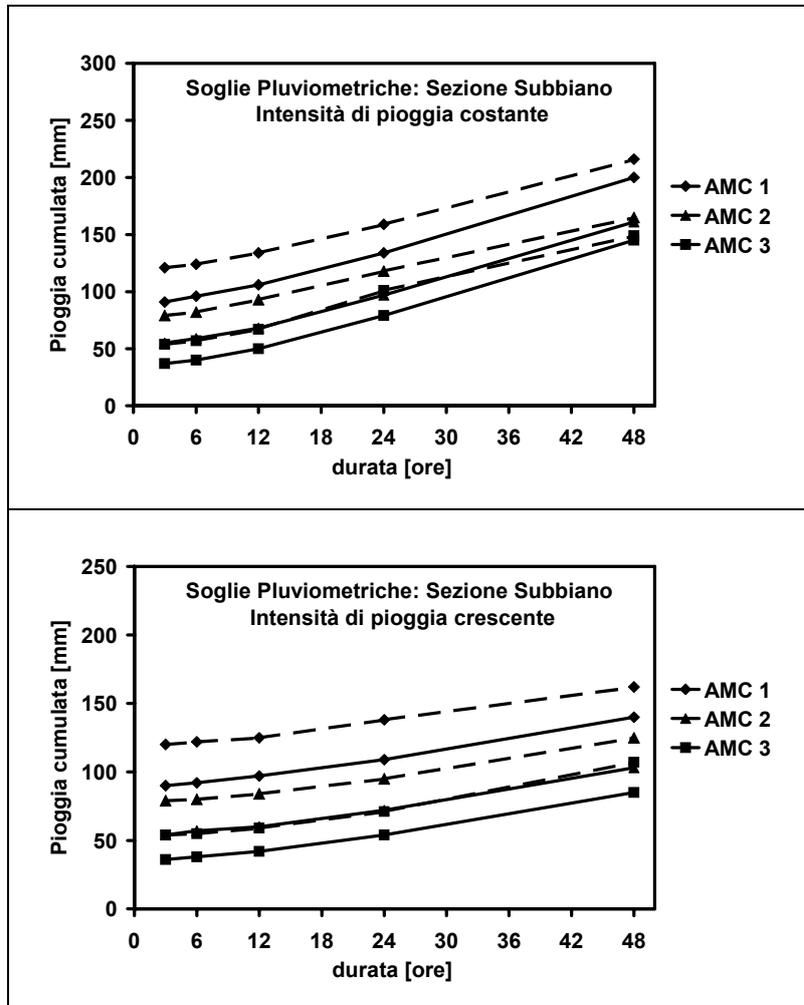


Figura 26. Effetti delle casse di espansione in progetto sulle soglie pluviometriche per la sezione di Subbiano. Vengono mostrate con la linea continua le soglie senza invasi e con la linea tratteggiata come variano in presenza di invasi di laminazione. Ietotipo 1 e 2.

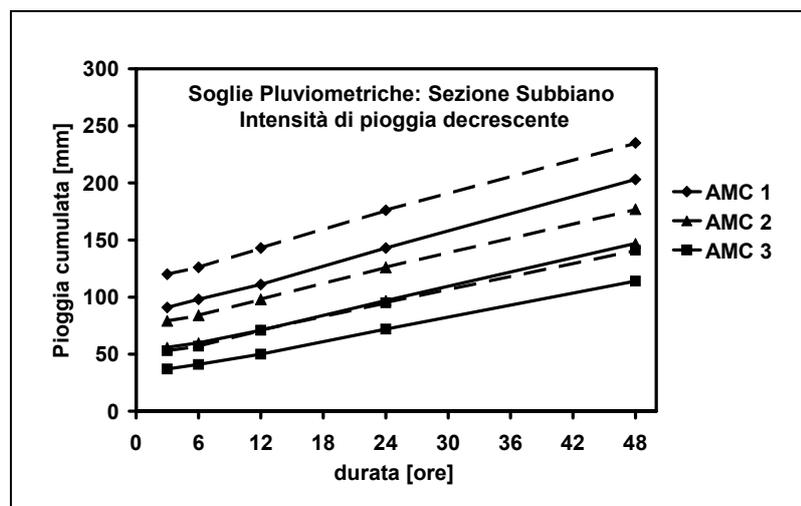


Figura 27. Effetti delle casse di espansione in progetto sulle soglie pluviometriche per la sezione di Subbiano. Vengono mostrate con la linea continua le soglie senza invasi e con la linea tratteggiata come variano in presenza di invasi di laminazione. Ietotipo 3.

Facendo riferimento ad una generica condizione x di imbibimento iniziale del suolo ($x = 1, 2, 3$) e ad un generico ietotipo y ($y = 1, 2, 3$), indichiamo con "soglia originale xy " e con "soglia invasi xy " le soglie pluviometriche determinate rispettivamente in assenza e in presenza di invasi. L'insieme di eventi piovosi rappresentati dai punti compresi tra la "soglia invasi xy " e la "soglia originale xy " sono degli eventi che non generano più condizioni di allerta, grazie all'effetto di laminazione svolto dalle casse d'espansione (Figura 28).

Un fenomeno piovoso di durata d che ha dato origine ad un'altezza di pioggia cumulata h , rappresentato dal punto di coordinate (d, h) , in assenza di invasi si troverebbe al di sopra della soglia pluviometrica e farebbe scattare pertanto tutta una serie di operazioni di allerta per la messa in sicurezza del territorio e della popolazione dal rischio di esondazione. Lo stesso evento di pioggia si troverebbe invece al di sotto dei valori di allerta, nel caso in cui sul territorio siano presenti delle opere di laminazione in grado di abbattere i picchi delle portate defluenti. Lo stesso discorso fatto per il generico punto (d, h) si estende a tutti i punti delimitati dalle due soglie pluviometriche.

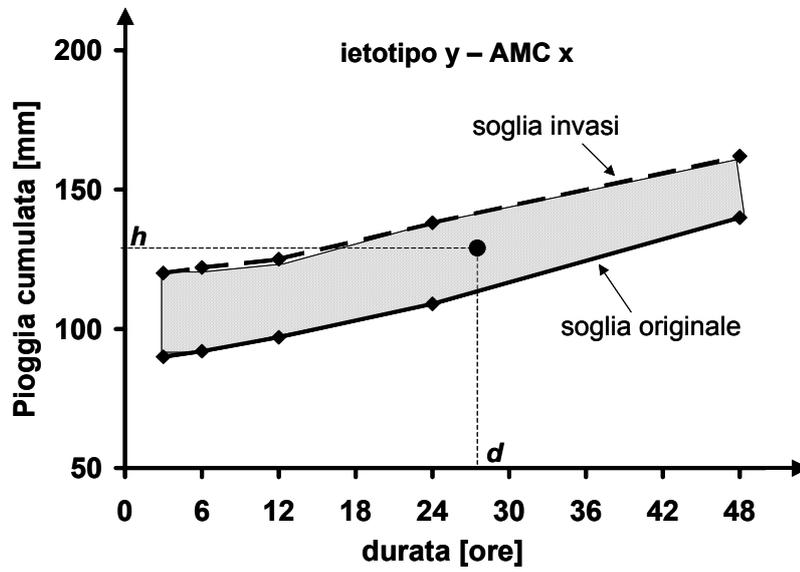


Figura 28. Confronto tra le soglie pluviometriche in presenza ed in assenza di invasi (rispettivamente “soglia invasi” e “soglia originale”), caso generico di ietotipo y e condizione di imbibimento iniziale $AMC\ x$.

4

PARAMETRIZZAZIONE DELLA CONDIZIONE DI UMIDITÀ DEL SUOLO ANTECEDENTE AD EVENTI DI PIENA

La tecnica proposta dal Soil Conservation Service per il calcolo del deflusso superficiale, generalmente chiamata metodo del numero di curva, dall'inglese Curve Number è una delle tecniche più conosciute ed utilizzate al mondo, in quanto oltre al calcolo del deflusso superficiale, permette di arrivare ad una stima della ricarica d'acqua, dell'infiltrazione, del contenuto d'umidità e in ultima analisi anche dell'erosione dovuta a eventi meteorici (Bingner, 2001).

La tecnica dell'SCS, è stata sviluppata tra il 1972 e il 1975, con l'obbiettivo di calcolare il deflusso diretto, generato da un evento meteorico in parcelle agrarie, partendo dai dati di precipitazione registrati. Tutto il metodo si basa sull'utilizzo del parametro CN (Curve Number) per rappresentare la relazione che intercorre tra altezza d'acqua caduta, e altezza d'acqua defluita. La relazione è esplicitata tramite il parametro S, volume specifico di saturazione, la cui trasformata risulta essere il CN (Clopper 1980).

Secondo lo schema dell'SCS-CN il parametro S dipende soltanto da tre fattori:

- la stagione dell'anno e le altezze di pioggia dei cinque giorni precedenti l'evento che insieme forniscono una misura approssimata dell'umidità relativa,

- le condizioni di copertura del suolo servono a riflettere in parte gli effetti della vegetazione,
- l'uso del suolo per rappresentare alcuni dei fattori che influenzano l'infiltrazione e il deflusso superficiale.

Nella realtà esistono molti altri fattori che possono influenzare l'infiltrazione e che quindi possono essere correlati con S , ad esempio lo schema delle precipitazioni, le proprietà fisiche dei terreni, l'azione delle radici. Tra i fattori che possono influenzare il deflusso superficiale e la sua eventuale attenuazione ci sono le superfici di immagazzinamento, la pendenza, le dimensioni del bacino e il tasso di precipitazione.

Tutte queste considerazioni evidenziano quanto questo modello sia semplificato. Il risultato ottenuto sarà quindi un'approssimazione del processo di formazione del deflusso diretto.

Oltretutto il metodo non tiene in considerazione gli effetti della evapotraspirazione e dell'infiltrazione (fenomeni importanti per il calcolo del deflusso superficiale) sull'umidità del bacino, ed è stato sviluppato e sperimentato in particolari condizioni, morfologiche e litologiche; quindi è possibile che cambiando l'ambito di applicazione vengano ad essere necessarie delle modifiche in modo da garantire risultati che meglio approssimino la realtà.

In questo capitolo si vuole evidenziare il ruolo della classe di umidità del suolo precedente agli eventi di piena nella stima del volume dei deflussi, cercando di capirne i limiti e di caratterizzare la tecnica per l'applicazione ai bacini idrografici italiani. L'analisi interessa principalmente sottobacini del fiume Arno e dei suoi affluenti (fiume Arno a Subbiano, Nave di Rosano e San Giovanni alla Vena; fiume Sieve a Fornacina; fiume Bisenzio a Gamberame e a San Piero a Ponti; fiume Ombrone a Poggio a Caiano; fiume Elsa a Castelfiorentino; fiume Era a Capannoni), oltre che alcuni bacini della zona alpina al confine italo-svizzero (fiume Toce a Candoglia; fiume Maggia a Solduno; fiume Pincascia a Lavertezzo; fiume Cassarate a Lugano), per finire con un fiume ligure (fiume Graveglia a Caminata), per un totale di 14 sezioni fluviali.

4.1 Confronto tra volumi osservati e calcolati con il metodo del Curve Number

Questa fase del lavoro ha previsto l'identificazione di tutti gli eventi di piena disponibili per i bacini considerati e l'estrazione delle relative serie temporali di pioggia e portate. Dopo una necessaria analisi dei dati per verificarne la bontà, sono stati considerati complessivamente 285 eventi. Per ognuno di questi eventi, noto il valore del CN medio a scala di bacino e individuata la classe di umidità del suolo antecedente sulla base della quantità di pioggia caduta nei 5 giorni precedenti (per la stima del CN *teorico* effettivo), è possibile stimare il volume del deflusso superficiale nel corso della piena (Appendice B). Il volume così calcolato può essere messo a confronto con il volume osservato, ricavato dall'integrale dell'idrogramma di piena registrato depurato dalla componente di deflusso di base. Nota la serie delle coppie di valori "pioggia lorda – volume del deflusso osservato" è anche possibile calcolare il *CN reale o osservato* che caratterizza l'evento di piena dalla eq. (B.1) e (B.4).

Una volta valutato il volume di pioggia netta calcolato (teorico) e osservato, si sono fissate delle percentuali d'errore, per valutare l'accettabilità dei risultati ottenuti; in particolar modo si sono previste classi d'errore del 20, del 10, e del 5%. Dall'analisi dei risultati si è riscontrato che su 285 eventi presi in considerazione soltanto in 39 casi, il quattordici per cento del totale, la percentuale d'errore si mantiene all'interno delle classi fissate. Viene chiaramente alla luce che l'applicazione sistematica del metodo proposto dall'SCS-CN ai bacini italiani non garantisce risultati adeguati: nella maggioranza dei casi gli errori sono maggiori del 30%, fino ad arrivare a punte superiori al 200% (si vedano le tabelle seguenti).

Tabella XX. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Subbiano sul corso dell'Arno.

Subbiano	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	23/3-24/3	1	57.39	7574359	1075754	0.86	73.05	1992
2	30/3-31/3	3	87.81	1769044	5212231	-1.95	79.70	1992
3	¼-2/4	3	87.81	1293072	2749947	-1.13	83.37	1992
4	16/10-18/10	3	87.81	12427614	13677068	-0.10	86.53	1992
5	19/10-22/10	3	87.81	69877110	76478584	-0.09	84.46	1992
6	29/10-1/11	2	75.60	59156044	32951552	0.44	91.56	1992
7	11-nov	2	75.60	1289447	11850	0.99	88.25	1992

8	12/11-13/11	3	87.81	1882905	2226876	-0.18	86.83	1992
9	15/11-17/11	3	87.81	30285617	30220466	0.00	87.86	1992
10	4/12-6/12	2	75.60	34032159	17841157	0.48	88.51	1992
11	6/12-9/12	3	87.81	27570060	32122781	-0.17	84.58	1992
12	13/2-14/2	2	75.60	3402450	1497273	0.56	81.41	1995
13	23/2-24/2	3	87.81	7203600	7941593	-0.10	86.80	1995
14	25/2-26/2	3	87.81	3885453	5444860	-0.40	84.95	1995
15	25/12-26/12	3	87.81	9914353	17102250	-0.72	80.04	1995
16	¼-3/4	1	57.39	12470486	872624	0.93	80.7	1996
17	2/5-4/5	3	87.81	15623920	9737039	0.38	93.4	1996
18	21/9-22/9	1	57.39	2237615	48567	0.98	75.0	1996
19	22/9-23/9	3	87.81	4521775	3700631	0.18	89.3	1996
20	23/9-24/9	3	87.81	3521034	2084288	0.41	91.0	1996
21	17/11-19/11	3	87.81	30846995	43080075	-0.40	79.7	1996
22	19/11-21/11	3	87.81	10455634	10255773	0.02	88.0	1996
23	22/11-23/11	3	87.81	6709101	2790693	0.58	94.0	1996
24	25/11-26/11	3	87.81	3844495	1925198	0.50	92.0	1996
25	13/12-15/12	2	75.60	25961184	12967101	0.50	87.6	1996
26	¼-3/4	1	57.39	50756786	18069589	0.64	80.72	1997
27	2/5-4/5	1	57.39	3576528	422097	0.88	83.72	1997
28	21/9-22/9	3	87.81	10320352	9448910	0.08	88.82	1997
29	08/05/97	1	57.39	3221989	961457	0.70	86.83	1997
30	22/11-23/11	2	75.60	4770845	6077971	-0.27	73.06	1997
31	19/1-20/1	2	75.60	5886878	3092550	0.47	81.57	1998
32	11/4-12/4	2	75.60	1329419	1296737	0.02	75.74	1998
33	15/4-17/4	3	87.81	4616185	8042860	-0.74	82.33	1998
34	9/2-11/2	3	87.81	13574250	19116333	-0.41	82.50	1999
35	18/11-20/11	3	87.81	7463626	19715676	-1.64	73.86	1999

Tabella XXI. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Fornacina sul corso della Sieve.

Fornacina	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	7/1-8/1	2	78.0	13264948	3911200	0.71	90.66	1996
2	¼-3/4	1	60.65	2637297	5731127	-1.17	54.36	1996
3	2/5-4/5	2	78.00	6580868	2026423	0.69	87.37	1996
4	17/11-19/11	3	89.18	17134408	32695091	-0.91	77.25	1996
5	20/11-21/11	3	89.18	7149219	2118425	0.70	96.30	1996
6	25/11-26/11	3	89.18	3750822	2575191	0.31	91.45	1996
7	13/12-15/12	2	78.00	33547534	11709740	0.65	94.91	1996
8	15/2-16/2	2	78.00	8689294	3196519	0.63	87.31	1997
9	11/11-12/11	3	89.18	3656540	25323931	-5.93	64.14	1997
10	11/4-13/4	2	78.00	6544520	4302714	0.34	82.05	1998
11	15/4-17/4	3	89.18	7751832	14949916	-0.93	81.15	1998

12	5/10-7/10	3	89.18	7374349	10702952	-0.45	85.20	1998
13	19/10-20/10	2	78.00	6150492	2755017	0.55	84.84	1998
14	3/11-5/11	2	78.00	13513371	16251133	-0.20	75.13	1998
15	9/2-11/2	2	78.00	12011062	12279064	-0.02	77.69	1999
16	18/11-20/11	3	89.18	20226335	31840481	-0.57	80.68	1999
17	1/3-2/3	1	60.65	2291925	14084	0.99	76.86	2000

Tabella XXII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Nave di Rosano sul corso dell'Arno.

Nave di Rosano	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	22/3-25/3	1	55.31	29149830	3917250	0.87	69.27	1992
2	24/3-28/3	3	86.87	25192709	26964349	-0.07	86.27	1992
3	¼-8/4	3	86.87	85331486	109861146	-0.29	82.54	1992
4	8/10-10/10	3	86.87	10439314	26526547	-1.54	79.52	1992
5	15/10-24/10	1	55.31	307242226	168917508	0.45	71.05	1992
6	27/10-3/11	2	74.00	218895760	92433892	0.58	92.44	1992
7	11/11-14/11	2	74.00	16509519	10987	1.00	90.65	1992
8	14/11-20/11	3	86.87	118191695	70965248	0.40	94.37	1992
9	3/12-12/12	2	74.00	310392574	148112243	0.52	93.85	1992
10	6/1-10/1	1	53.28	29674711	5164829.3	0.83	90.0	1996
11	¼-5/4	1	53.28	66734699	4657483.9	0.93	79.2	1996
12	1/5-5/5	1	53.28	81078480	2313879.2	0.97	85.0	1996
13	22/9-25/9	2	72.40	28338059	26754220	0.06	74.6	1996
14	16/11-25/11	1	53.28	149203615	122590864	0.18	59.1	1996
17	12/12-17/12	2	72.40	118691225	27913966	0.76	93.6	1996
18	19/12-22/12	1	53.28	14228905	6385234.4	0.55	85.6	1996
19	23/12-27/12	3	85.92	32987164	8550802.2	0.74	95.3	1996
20	8/1-11/1	3	86.87	85196	2427898	-27.50	81.1	1997
21	14/2-17/2	1	55.31	38147026	342135	0.99	84.4	1997
22	19/4-23/4	1	55.31	55122488	17926485	0.67	67.5	1997
23	31/5-5/6	1	55.31	60756448	13631264	0.78	71.2	1997
24	22/11-25/11	1	55.31	28979956	3409561	0.88	69.8	1997
25	28/11-3/12	1	55.31	62349710	11069233	0.82	73.1	1997
26	26/12-29/12	2	74.00	24588610	14546430	0.41	78.7	1997
27	18/1-21/1	2	74.00	36228309	405017	0.99	94.27	1998
28	10/4-15/4	2	74.00	41917212	26786639	0.36	79.12	1998
29	15/4-20/4	2	74.00	52425248	16882622	0.68	85.99	1998
30	28/4-30/4	1	55.31	18891736	5151462.2	0.73	86.33	1998
31	5/10-8/10	3	86.87	23521609	59469714	-1.53	76.23	1998
32	17/10-21/10	1	55.31	49493273	2808961.5	0.94	77.11	1998
33	3/11-7/11	1	55.31	40755373	503737.93	0.99	85.76	1998
34	10/1-13/1	1	55.31	48040707	29340	1.00	83.61	1999

35	12/1-15/1	3	86.87	31199117	2700767	0.91	97.81	1999
36	8/2-13/2	1	55.31	50750445	3224576	0.94	76.91	1999
37	4/3-9/3	1	55.31	49256324	3843336	0.92	75.76	1999
38	15/4-18/4	3	86.87	23296554	41071172	-0.76	81.11	1999
39	19/4-22/4	3	86.87	24865324	6204853	0.75	94.62	1999
40	17/11-21/11	3	86.87	50052681	103074937	-1.06	75.70	1999
41	20/11-23/11	3	86.87	23986571	12204622	0.49	91.50	1999
42	14/12-17/12	2	74.00	25537565	2798731	0.89	87.73	1999
43	19/12-22/12	2	74.00	17998434	363166	0.98	89.25	1999
44	27/12-30/12	1	55.31	13354472	11070634	0.17	89.70	1999
45	3/4-6/4	1	55.31	12758400	18728629	-0.47	94.84	2000
46	10/4-13/4	1	55.31	13347306	7832014	0.41	86.73	2000
47	1/1-6/1	3	86.87	55162764	55666641	-0.01	86.76	2001
48	7/1-9/1	3	86.87	21927777	1895090	0.91	96.69	2001
49	23/1-29/1	1	55.31	61752074	361745	0.99	84.96	2001
50	7/2-11/2	1	55.31	25014919	5122943	0.80	88.56	2001
51	1/3-7/3	2	74.00	93074524	14211348	0.85	94.44	2001
52	11/3-14/3	1	55.31	19625850	15441586	0.21	95.00	2001
53	28/3-1/4	2	74.00	33286712	6857508	0.79	86.53	2001
54	5/4-9/4	1	55.31	33237980	2732641	0.92	88.11	2001
55	5/5-9/5	2	74.00	38286681	10336809	0.73	85.70	2001
56	22/9-25/9	1	55.31	16901629	4142600	0.75	63.78	2001

Tabella XXIII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Capannoli sul corso dell'Era.

Capannoli	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	7/2-9/2	1	52.79	8690119	399949	0.95	92.6	1995
2	19/2-20/2	1	52.79	10198132	142965	0.99	84.5	1996
3	17/11-19/11	3	85.67	14746847	4631946	0.69	99.0	1996
4	11/1-12/1	2	72.00	7018488	1465	1.00	98.42	1999
5	13/1-14/1	3	85.67	5760952	725354	0.87	97.95	1999
6	18/11-20/11	2	72.00	16481755	4117622	0.75	92.51	1999

Tabella XXIV. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Castelfiorentino sul corso dell'Elsa.

Castelfiorentino	Data	AMC	CN	Vol oss	Vol calc	Errore	Cnreale	Anno
1	17/11-19/11	3	86.28	7909121	21048808	-1.66	71.9	1996
2	3/1-4/1	2	73.00	3848765	16899	1.00	89.8	2001

Tabella XXV. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Vaiano Gamberame sul corso del Bisenzio.

Vaiano Gamberame	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	23/2-24/2	2	78.00	3852212	264034	0.93	99.62	1995
2	12-mag	3	89.18	1841256	699064	0.62	96.22	1995
3	22-dic	3	89.18	1558886	573568	0.63	95.91	1995
4	25/12-26/12	3	89.18	2612760	1840790	0.30	93.00	1995
5	7/1-8/1	2	78.00	3358750	545116	0.84	95.9	1996
6	17/11-18/11	3	89.18	2786649	2611950	0.06	90.0	1996
7	20-dic	1	60.65	2466960	179943	0.93	98.7	1996
8	30/9-1/10	3	89.18	1514762	2611950	-0.72	82.61	1998
9	3/11-4/11	3	89.18	9772579	13366670	-0.37	79.30	1998
10	18/11-19/11	2	78.00	1794401	175749	0.90	96.52	1999
11	24-25 gen	3	89.18	2159008	3144001	-0.46	84.11	2001
12	1-2 feb	3	89.18	3292358	4536390	-0.38	83.89	2001

Tabella XXVI. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di San Piero a Ponti sul corso del Bisenzio.

San Piero	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	23/2-24/2	2	77.00	7677000	778546	0.90	92.64	1995
2	12/3-13/3	3	88.62	2802185	2640826	0.06	88.99	1995
3	25/12-26/12	3	88.62	3244418	3609041	-0.11	87.86	1995
4	7/1-8/1	3	88.62	6935288	14318689	-1.06	79.4	1996
5	02-apr	3	88.62	3819321	5028028	-0.32	86.4	1996
6	17/11-18/11	2	77.00	11375977	8553695	0.25	80.8	1996
7	13/12-15/12	3	88.62	27703049	54192805	-0.96	71.1	1996
8	20-dic	3	88.62	4507665	5503782	-0.22	86.9	1996
9	5/10-6/10	3	88.62	6092637	2073005	0.66	95.31	1998
10	19/10-20/10	2	77.00	5195295.8	2442505.4	0.53	83.45	1998
11	3/11-5/11	3	88.62	19598864	47664247	-1.43	68.01	1998
12	9/2-10/2	3	88.62	8907462	21322911	-1.39	75.32	1999
13	18/11-19/11	3	88.62	8093835	34341425	-3.24	63.40	1999
14	24/1-25/1	2	77.00	3229687	4170808	-0.29	74.7	2001

Tabella XXVII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Poggio a Caiano sul corso dell' Ombrone.

Poggio Caiano	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	16/10-17/10	3	89.18	6018590	6516590	-0.08	88.2	1992
2	29/10-31/10	2	78.00	15878997	20145499	-0.27	72.5	1992
3	1/10-3/10	1	60.65	4401860	63010	0.99	90.2	1992
4	6/12-8/12	3	89.18	7354236	13105792	-0.78	79.8	1992

5	23/2-24/2	2	78.00	11758500	1012802	0.91	99.58	1995
6	7/3-8/3	2	78.00	3109358	2213926	0.29	81.22	1995
7	12/3-13/3	3	89.18	2085393	1201383	0.42	92.41	1995
8	25/12-26/12	3	89.18	7470000	5101228	0.32	93.31	1995
9	29/12-31/12	3	89.18	5093775	4848841	0.05	89.70	1995
10	7/1-8/1	2	78.00	14531832	2199235	0.85	99.2	1996
11	17/11-19/11	3	89.18	13795681	11551171	0.16	92.1	1996
12	4/1-5/1	3	89.18	9659841	4449484	0.54	97.11	1997
13	26/12-27/12	1	60.65	5028541	336225	0.93	95.17	1997
14	15/4-16/4	3	89.18	5089421	6545303	-0.29	86.23	1998
15	30/9-1/11	3	89.18	5043850	8536668	-0.69	82.33	1998
16	3/11-5/11	2	78.00	18378105	16272637	0.11	80.75	1998
17	11/1-12/1	3	89.18	2578428	3157947	-0.22	87.50	1999
18	9/2-11/2	1	60.65	10820286	4253743	0.61	74.41	1999
19	20/4-21/4	2	78.00	3682548	3576108	0.03	78.32	1999
20	3/11-4/11	1	60.65	4915782	2056084	0.58	69.83	1999
21	18/11-20/11	3	89.18	25030472	28270706	-0.13	85.86	1999
22	27/12-29/12	2	78.00	4691952	2303295	0.51	85.27	1999
23	1/3-2/3	3	89.18	5468135	12220268	-1.23	77.04	2000
24	3/11-4/11	3	89.18	6159330	10788764	-0.75	80.98	2000
25	6/11-7/11	3	89.18	6869384	16894093	-1.46	73.32	2000
26	19/11-22/11	2	78.00	20333493	42619802	-1.10	56.56	2000
27	24/1-25/1	1	60.65	3621353	12266	1.00	83.55	2001
28	2/3-3/3	3	89.18	3154923	5600813	-0.78	83.16	2001

Tabella XXVIII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di San Giovanni alla Vena sul corso dell'Arno.

S. Giovanni	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	14/10-6/11	3	85.92	646791283	1702479559	-1.63	43.97	1992
2	10-22/11	1	53.28	120604437	16467398	0.86	71.12	1992
3	11/2-20/2	2	72.40	58851771	27056098	0.54	79.53	1995
4	21/2-13/3	1	53.28	191016404	136416008	0.29	58.40	1995
5	10/3-18/3	1	53.28	57099842	21838939	0.62	61.03	1995
6	23/12-29/12	2	72.40	31800201	28759733	0.10	73.22	1995
7	2/2-9/2	1	55.31	59033799	28359589	0.52	95.0	1996
8	17/2-25/2	1	55.31	85085896	37429915	0.56	99.1	1996
9	31/3-7/4	1	55.31	88441718	5644609	0.94	73.3	1996
10	1/5-7/5	1	55.31	84261615	70138	1.00	81.4	1996
11	21/9-26/9	2	74.00	48153896	103934245	-1.16	63.3	1996
12	16/10-20/10	1	55.31	26054859	4568984	0.82	76.9	1996
13	16/11-3/12	1	55.31	184373350	352550685	-0.91	42.7	1996
14	12/12-19/12	2	74.00	93822685	46636377	0.50	80.3	1996
15	18/12-24/12	3	86.87	22151199	86876013	-2.92	73.2	1996

Capitolo4 Parametrizzazione della condizione di umidità del suolo antecedente ad eventi di piena - 67

16	23/12-29/12	2	74.00	8194347	9240	1.00	81.8	1996
17	1/1-13/1	1	53.28	266898965	66173074	0.75	74.44	1997
18	18/1-23/1	1	53.28	24644094	29906694.28	-0.21	90.16	1997
19	13/2-19/2	1	53.28	40688041	7905695.916	0.81	83.16	1997
20	19/4-25/4	1	53.28	63015231	11143579.17	0.82	66.10	1997
21	31/5-6/6	1	53.28	56656189	24821448.47	0.56	60.07	1997
22	21/11-26/11	1	53.28	28734563	1532469.957	0.95	74.22	1997
23	28/11-4/12	3	85.92	56099729	150980967.5	-1.69	73.22	1997
24	25/12-30/12	2	72.40	26608385	7288529.573	0.73	79.99	1997
25	18/1-23/1	2	72.40	36673048	39259	1.00	91.06	1998
26	10/4-21/4	1	53.28	54564812	41574469	0.24	55.69	1998
27	29/4-4/5	1	53.28	56984040	476510	0.99	78.52	1998
28	4/10-9/10	3	85.92	39642902	178799241	-3.51	66.85	1998
29	17/10-23/10	1	53.28	55429493	828748	0.99	79.02	1998
30	2/11-8/11	1	53.28	66170313	161958	1.00	79.11	1998
31	9/1-16/1	1	53.28	94032622	7488535	0.92	72.90	1999
32	8/2-14/2	1	53.28	83501479	1802473	0.98	75.91	1999
33	3/3-10/3	1	53.28	73205305	1055003	0.99	75.36	1999
34	14/4-19/4	2	72.40	23660688	21562836	0.09	73.07	1999
35	18/4-24/4	2	72.40	31097418	5131	1.00	89.62	1999
36	29/2-5/3	1	53.28	28014066	10399836	0.63	81.80	2000
37	27/3-2/4	1	53.28	37125310	7360445	0.80	82.00	2000
38	2/4-7/4	1	53.28	23116652	21617223	0.06	86.36	2000
39	9/4-16/4	1	53.28	51419838	11484864	0.78	87.35	2000

Tabella XXIX. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Candoglia sul corso del Toce.

Candoglia	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	1/7-17/7	1	58.80	15363360	11327035	0.26	62.14	1993
2	14/9-30/9	1	58.80	311628477	340486167	-0.09	54.60	1993
3	7/9-18/9	2	76.65	20258383	43187971	-1.13	64.25	1994
4	15/9-27/9	1	58.80	3635526	6471331	-0.78	48.74	1994
5	11/10-23/10	1	58.80	109800566	131356166	-0.20	54.86	1994
6	27/10-11/11	1	58.80	66642356	104189847	-0.56	53.82	1994
7	3/5-4/5	2	76.65	7020720	9772378	-0.39	73.55	1996
8	19/5-22/5	1	58.80	42463386	14098278	0.67	75.27	1996
9	8/7-10/7	1	58.80	10247580	2185307	0.79	70.14	1996
10	12/11-16/11	2	76.65	104095872	180681353	-0.74	58.05	1996
11	20/6-22/6	3	88.42	15552900	18983955	-0.22	74.09	1997
12	27/6-30/6	1	58.80	51157538	26297580	0.49	70.49	1997
13	27/8-28/8	1	58.80	18934457	5020532	0.73	72.11	1997

Tabella XXX. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Caminata sul corso del Graveglia.

Caminata	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	02/10/93	3	91.62	583632.0	1658445.5	-1.84	73.84	1993
2	5/10-6/10	3	91.62	378664.0	1064133.2	-1.81	77.80	1995
3	16/11/95	3	91.62	353340.0	860814.8	-1.44	80.79	1995

Tabella XXXI. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Lavertezzo sul corso del Pincascia.

Pincascia	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	01/05/97	1	63.00	861948	439292	0.49	99.39	1997
2	01/07/98	1	63.00	1222884	2274927	-0.86	89.53	1998
3	01/09/98	1	63.00	3486330	39081275	-10.21	77.19	1998
4	01/06/99	1	63.00	981252	477229	0.51	92.41	1999
5	01/08/99	1	63.00	752897	743714	0.01	99.40	1999
6	01/07/00	1	63.00	397692	771788	-0.94	95.30	2000

Tabella XXXII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Solduno sul corso della Maggia.

Maggia	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	05/05/97	1	57.00	20817882	19212408	0.08	56.56	1997
2	21/06/97	3	88.00	50522724	81149274	-0.61	69.65	1997
3	28/08/97	1	57.00	29154060	18064122	0.38	63.48	1997
4	06/11/97	1	57.00	24899346	36365364	-0.46	48.30	1997
5	4/98	1	57.00	62209872	85688601	-0.38	45.82	1998
6	27/05/98	2	76.00	57014640	73653040	-0.29	64.77	1998
7	01/08/98	3	88.00	14686182	20353775	-0.39	81.47	1998
8	04/09/98	3	88.00	15594660	58077070	-2.72	57.68	1998
9	11/09/98	1	57.00	72185670	47482157	0.34	65.43	1998
10	30/09/98	3	88.00	26897274	26709799	0.01	86.17	1998
11	04/10/98	3	88.00	62316108	58077070	0.07	86.90	1998
12	14/04/99	1	57.00	18512640	33260755	-0.80	45.82	1999
13	19/05/99	3	88.00	44643239	56401928	-0.26	78.78	1999
14	19/09/99	2	76.00	119411028	139622922	-0.17	63.98	1999
15	19/09/00	1	57.00	71694324	40347758	0.44	69.40	2000
16	29/09/00	1	57.00	141764922	90734010	0.36	70.29	2000
17	11/10/00	1	57.00	321707016	224567901	0.30	74.28	2000
18	08/06/01	1	57.00	53477496	33364547	0.38	65.45	2001
19	15/07/01	1	57.00	42462180	20245790	0.52	69.68	2001
20	20/10/01	1	57.00	15127308	4553449	0.70	69.69	2001
21	01/05/02	1	57.00	150256044	221160567	-0.47	38.24	2002
22	08/05/02	3	88.00	31169088	27228137	0.13	88.51	2002

23	23/05/02	1	57.00	32726736	14757984	0.55	69.11	2002
24	05/06/02	1	57.00	100648512	57034386	0.43	71.67	2002
25	14/11/02	2	76.00	228462570	281477043	-0.23	55.16	2002

Tabella XXXIII. Grandezze calcolate per il confronto dei volumi di pioggia netta osservati e calcolati della sezione di Lugano sul corso del Cassarate.

Cassarate	Data	AMC	CN _{teorico}	Vol oss	Vol calc	Errore	CN _{osservato}	Anno
1	28/03/81	1	53.00	4102920	27842439	-5.79	62.68	1981
2	24/07/81	2	73.00	777384	4107742	-4.28	80.36	1981
3	06/09/82	1	53.00	2545128	24750797	-8.72	54.75	1982
4	26/09/82	2	73.00	582300	8741553	-14.01	69.12	1982
5	10/09/83	1	53.00	680904	315123	0.54	71.74	1983
6	05/08/85	1	53.00	538776	103701	0.81	78.46	1985
7	28/08/86	3	86.00	521856	18991570	-35.39	69.95	1986
8	17/09/86	1	53.00	437274	1599963	-2.66	60.46	1986
9	02/09/87	1	53.00	197748	3587694	-17.14	89.67	1987
10	20/08/88	2	73.00	468180	738572	-0.58	85.29	1988
11	02/09/88	3	86.00	299592	3628884	-11.11	85.13	1988
12	07/07/89	3	86.00	258300	6724544	-25.03	78.39	1989
13	17/08/90	1	53.00	109242	122658	-0.12	59.53	1990
14	05/03/91	1	53.00	2631564	12601426	-3.79	66.21	1991
15	13/11/91	1	53.00	755532.01	2187533	-1.90	64.21	1991
16	31/08/92	3	86.00	441396	4448171	-9.08	86.53	1992
17	11/06/93	3	86.00	1362996	25881842	-17.99	76.26	1993
18	10/07/93	1	53.00	994806.01	3248045	-2.27	64.78	1993
19	04/11/94	1	53.00	4153997.7	21580226	-4.20	67.91	1994
20	07/07/96	3	86.00	1652112	53402583	-31.32	61.69	1996
21	26/04/97	1	53.00	648972	6915807	-9.66	53.08	1997
22	04/09/98	1	53.00	1398226.2	22276462	-14.93	47.41	1998
23	16/08/99	1	53.00	364950.01	1227763	-2.36	83.90	1999
24	23/06/00	1	53.00	265284	222638	0.16	73.84	2000
25	20/09/00	3	86.00	621468	28881174	-45.47	63.64	2000
26	10/06/01	3	86.00	2642274	59587257	-21.55	67.11	2001
27	15/07/01	2	73.00	1658430.1	21425191	-11.92	69.73	2001
28	04/08/01	1	53.00	240840.01	10070	0.96	68.96	2001
29	09/08/01	3	86.00	1038816	17918429	-16.25	79.15	2001
30	30/08/01	1	53.00	428508.01	67645	0.84	75.54	2001

I volumi messi a confronto sono direttamente legati ai valori del CN dei singoli eventi. Si può notare una ricorrente discordanza tra il valore del CN osservato e quello teorico. Suddividendo i casi considerati secondo la classe AMC si ottengono i grafici delle figure seguenti.

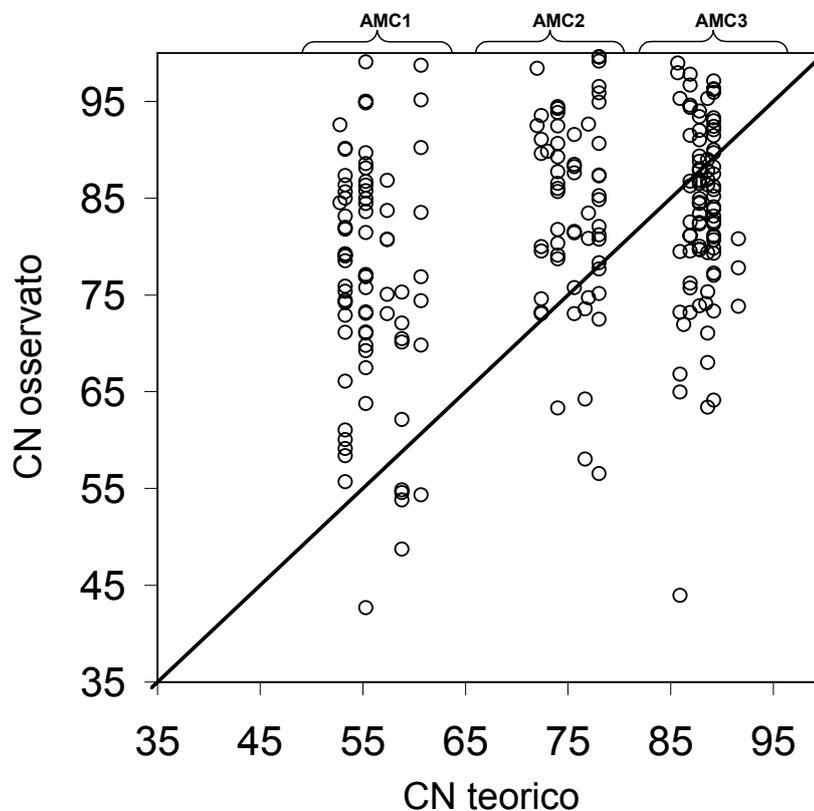


Figura 29. Rapporto tra il CN teorico, ottenuto applicando il metodo SCS, e il CN osservato per gli eventi esaminati.

Dalla Figura 29 si può evidenziare una tendenza del modello teorico a sottostimare il CN, sia nel caso delle condizioni AMC I che, nelle condizioni AMC II, dove però sono presenti anche alcuni casi in cui il CN è decisamente sovrastimato; si ha una sovrastima del CN per eventi situati in classe AMC III. Quando i CN teorici cadono al di sotto dei CN osservati, il volume di pioggia restituito dal modello sarà minore di quello effettivo, in quanto sovrastimando la possibilità di assorbimento del terreno il volume del deflusso superficiale decresce. Quando invece i CN teorici sono maggiori dei CN osservati i volumi restituiti saranno maggiori di quelli verificati nella realtà, si ha infatti una sottostima della capacità di assorbimento del terreno e di conseguenza il deflusso superficiale previsto comprende anche parte della precipitazione trattenuta dal terreno.

4.2 Modifica delle classi AMC

Dall'analisi del paragrafo precedente si evidenzia come spesso l'errore della stima dei volumi di pioggia netta sia da imputare alla diversità esistente tra CN teorici e CN osservati. Considerando la diversità tra gli scopi per cui il metodo dell'SCS-CN è nato e i diversi campi nei quali negli anni ha trovato applicazione e l'eterogeneità dei territori indagati da diversi autori, è lecito aspettarsi che il metodo classico necessiti opportuni adattamenti per recuperare un grado di affidabilità sufficiente. Una possibilità per migliorare il comportamento del modello del SCS-CN senza stravolgerne la procedura di base è quello di modificare la quantità di pioggia dei cinque giorni precedenti l'evento di piena necessaria al passaggio dalla classe AMC1 alla classe AMC2 e dalla classe AMC2 alla classe AMC3.

Nella procedura di ricerca delle nuove classi di AMC si è considerato solo il caso di riposo vegetativo: l'alternanza tra stagione di crescita e di riposo della vegetazione con differenti valori di pioggia per il passaggio da una classe AMC all'altra, presente nel metodo originale elaborato per suoli coltivati, non è stata ritenuta valida per bacini idrografici dove la percentuale maggiore del bacino risulta occupata da vegetazione naturale. Solo nel caso di aree coltivate, infatti, si possono distinguere periodi caratterizzati da diverso comportamento nei riguardi della formazione del deflusso (stagione di sviluppo caratterizzata da forte intercettazione delle piante e da elevati valori di evapotraspirazione seguita dalla stagione di riposo in cui il terreno risulta privo della copertura vegetale).

Partendo dalla condizione di riposo della vegetazione, si è modificata la quantità di pioggia per l'individuazione della classe AMC, cercando di massimizzare il corretto riconoscimento della classe AMC. Nel corso del presente lavoro si è cercato di modificare le soglie in modo tale da non discostarsi troppo dai valori di riferimento. Questa scelta ci ha spinto a fissare dei limiti entro i quali far oscillare le soglie: la soglia tra AMC I e AMC II è stata fatta oscillare tra 1 mm e 25 mm, mentre per la soglia tra AMC II e AMC III i limiti scelti sono 15 mm e 41 mm. Questa procedura ci ha permesso di trovare nuove soglie per tutti i bacini studiati (Tabella XXXIV), con miglioramenti che vanno da un minimo del 28% per il bacino della Maggia (Canton Ticino), ad un massimo del 90% nel bacino del Casentino (sez. chiusura Subbiano). I miglioramenti riguardano soprattutto i valori del CN che ricadono nella classe AMC2 e AMC3, situazioni nelle quali si riscontra il maggior numero delle piene a carattere

catastrofico. Esaminando i risultati di alcune sezioni sul bacino del fiume Arno (Figura 30) si nota come una buona parte degli eventi ricada entro una fascia di errore del 10%.

Tabella XXXIV. Indici di pioggia inferiore e superiore modificati per i bacini idrografici esaminati.

Bacini Idrografici	Indice Pioggia inferiore(mm)	Indice Pioggia Superiore(mm)	Errore CN<10%	Errore CN<20%	Errore CN >20%
Caminata	12.7	40	2	1	0
Candoglia	7.4	25.7	7	3	3
Maggia	7.9	32	6	9	10
Cassarate	7	36.2	12	9	9
Pincascia	1.1	27.9	1	3	2
Subbiano	5.7	20.9	31	4	0
Nave di Rosano	3	19	28	12	16
San Giovanni	1.3	18.7	24	8	7
Fornacina	5	19.8	14	1	2
San Piero a Ponti	12.7	33	9	4	1
Vaiano					
Gamberame	9	33	8	0	4
Poggio a Caiano	5.5	20.2	17	6	5
Castelfiorentino	8	26.2	1	0	1
Capannoli	8	26.2	1	3	2

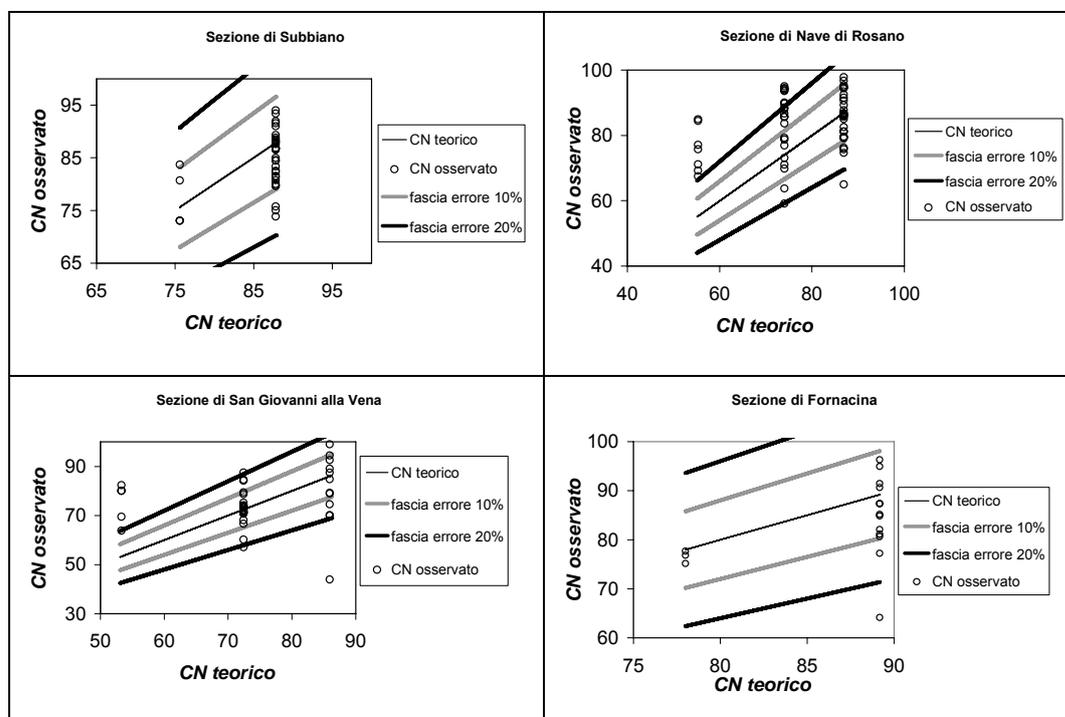


Figura 30. Confronto tra CN osservati e teorici per i nuovi indici di pioggia della classe AMC. Dall'angolo in alto a sinistra in senso orario: sezione di Subbiano, Nave di Rosano, San Giovanni alla Vena e Fornacina.

4.3 Fattori di influenza della classe AMC

I valori di pioggia dei 5 giorni precedenti servono a misurare l'umidità relativa del terreno prima di un evento piovoso, quindi dipendono dalla capacità del suolo di assorbire acqua, che a sua volta è influenzata da svariati fattori:

- Le proprietà fisiche del terreno
- L'azione della vegetazione/uso del suolo
- La presenza di superfici di immagazzinamento
- L'azione della temperatura (evapotraspirazione)
- La pendenza
- Le dimensioni del bacino

Concentriamo la nostra analisi su questi ultimi due aspetti, cercando una relazione capace di generalizzare i risultati empirici anche a bacini diversi da quelli considerati.

Una maggiore pendenza, porta ad avere uno scorrimento superficiale verso valle molto più veloce, e di conseguenza una minore possibilità di infiltrazione dovuta all'impossibilità di ristagno dell'acqua in superficie. Inoltre per pendenze molto forti è possibile che fenomeni di rapido scorrimento a valle siano presenti anche nella falda sub-superficiale. Il drenaggio verso valle dell'acqua fa diminuire i tempi necessari per smaltire l'acqua assorbita, e quindi fa aumentare la capacità di ritenzione del bacino considerato. Inoltre in terreni pianeggianti, la profondità della falda generalmente diminuisce, e di conseguenza lo spessore di suolo parzialmente saturo sopra la falda risulta minore, portando ad un'ulteriore diminuzione della capacità di ritenzione.

Estendendo il metodo SCS-CN a bacini idrografici molto più grandi degli appezzamenti per cui era stato studiato, l'area dei bacini viene a svolgere un effetto di mediazione sui risultati del modello e sull'altezza degli indici pluviometrici che lo regolano. L'azione di media (di livellamento) svolta dall'area diventa sempre più intensa al crescere dell'estensione del bacino considerato, provocando un abbassamento progressivo degli indici di pioggia. Inoltre nei grandi bacini considerati (Nave di Rosano, San Giovanni) risultano prevalenti le aree pianeggianti, contraddistinte, come già detto, da una falda poco profonda; è possibile quindi ipotizzare che la prevalenza di tali territori influenzi le caratteristiche dell'intero

bacino. Infatti il bacino ha un comportamento schematizzabile con quello di un serbatoio, per cui l'acqua (precipitata o proveniente da monte) andrà a confluire nella parte di valle dove si hanno minori capacità di assorbimento, provocando una saturazione molto più rapida e di conseguenza un abbassamento degli indici di pioggia.

Un parametro che riassume in sé l'effetto combinato della pendenza con l'area del bacino è l'indice topografico:

$$I_t = \ln\left(\frac{a}{\text{tg}\beta}\right) \quad \text{Eq. (4.1)}$$

dove a è l'area drenata per unità di contorno bagnato e β è l'angolo che il versante forma con l'orizzontale.

Considerando quelle sezioni che hanno presentato un sufficiente numero di eventi, è possibile individuare una relazione tra l'indice topografico medio del bacino e gli indici di pioggia per la determinazione della classe AMC (Tabella XXXV).

Tabella XXXV. Indici pluviometrici di riconoscimento della classe AMC in relazione con l'indice topografico; i bacini considerati sono quelli aventi a disposizione più di dieci eventi di pioggia.

Bacino Idrografico	I.T.	Soglia Inferiore	Soglia Superiore	n. eventi
Maggia	6.553	7.9	32	25
Cassarate	6.945	7	36.2	30
Toce	7.654	7.4	25.7	13
Vaiano Gamberame	7.880	9	33	12
Subbiano	8.211	5.7	20.9	35
Fornacina	8.437	5	19.8	17
Nave di Rosano	8.972	3	19	56
San Giovanni	9.175	1.3	18.7	39
Poggio a Caiano	9.592	5.5	20.2	28

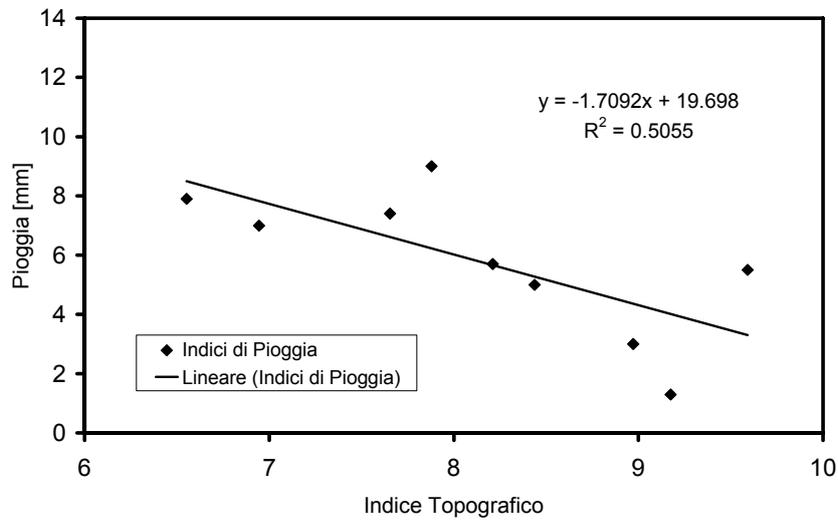


Figura 31. Legame tra le soglie pluviometriche inferiori (AMC1/AMC2) e gli indici topografici dei bacini.

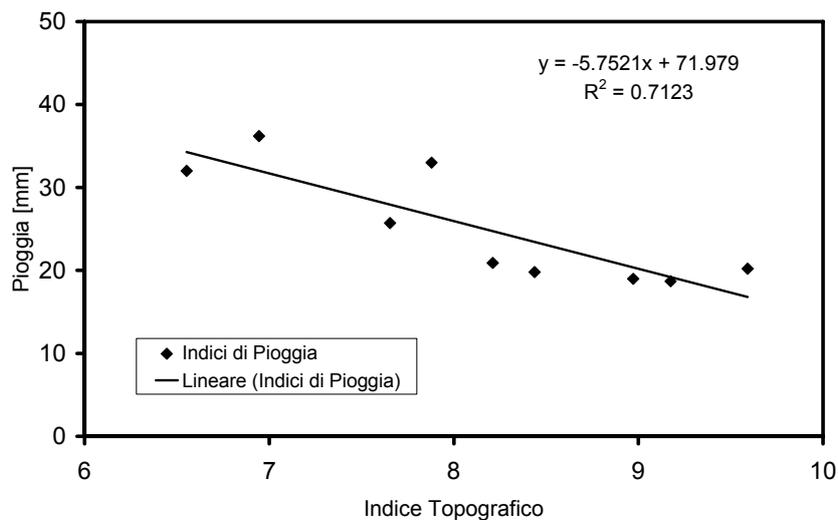


Figura 32. Legame tra le soglie pluviometriche superiori (AMC2/AMC3) e gli indici topografici dei bacini.

La relazione che meglio interpreta il legame esistente tra indici di pioggia e indice topografico medio risulta allora essere una retta sia per il caso di passaggio da classe AMC1 a classe AMC2 che di passaggio da AMC2 ad AMC3:

$$P_{5\text{giorni}} = -1.709 \cdot IT + 19.698 \quad \text{AMC1} \Leftrightarrow \text{AMC2} \quad \text{Eq. (4.2)}$$

$$P_{5\text{giorni}} = -5.752 \cdot IT + 71.979 \quad \text{AMC2} \Leftrightarrow \text{AMC3} \quad \text{Eq. (4.3)}$$

I PESI GEOMORFOLOGICI

Lo strumento della *soglia pluviometrica di allerta idrologica*, in virtù della sua semplicità di utilizzo, richiede un dato di ingresso estremamente sintetico: l'andamento nel tempo (o il valore finale in un fissato orizzonte di previsione) della quantità della pioggia lorda cumulata e ragguagliata su tutto il bacino. La pioggia è però un segnale variabile nello spazio che è possibile misurare (in tempo reale) o prevedere (mediante modelli di simulazione meteopluviometrica) solamente in modo discreto (rispettivamente per punti e per aree elementari /maglie). Sorge quindi la necessità di adottare un metodo di ragguaglio spaziale che porti a identificare un dato unico, rappresentativo di tutta la pioggia relativa al sottobacino di interesse.

I metodi tradizionali per il ragguaglio della pioggia all'area fanno riferimento a considerazioni geometriche (metodo dei topoi, distanza inversa) o al più cercano di riprodurre la struttura di correlazione dei dati discreti (Krige, 1966). In ogni caso il dato ragguagliato perde l'informazione sulle caratteristiche della distribuzione spaziale della pioggia che, come mostrato dalla letteratura, riveste un ruolo importante nella formazione delle piene fluviali (Shah *et al.*, 1996, Beven *et al.*, 1982, Obled *et al.*, 1994). Per un ottimale funzionamento di un modello di allarme di piena che si fonda sulla pioggia ragguagliata, risulta allora opportuno valutare la possibilità di tenere conto degli effetti che la pioggia può avere sulla formazione

della piena. E' noto infatti come la stessa quantità di precipitazione possa produrre più deflusso al contatto con terreni poco permeabili o come la stessa quantità di deflusso superficiale possa propagarsi più velocemente alla sezione di chiusura su versanti od entro alvei acclivi. Il metodo di ragguaglio deve allora valutare l'effettiva importanza che alcune aree possono avere rispetto ad altre nei riguardi del contributo offerto alla formazione delle piene.

Il peso da attribuire al dato di pioggia che tiene conto delle caratteristiche geologiche e morfologiche viene così chiamato *geomorfologico*.

5.1 Il ragguaglio con i pesi geomorfologici.

La procedura qui illustrata mira alla realizzazione di *mappe di peso locale*, con cui eseguire il ragguaglio areale delle precipitazioni sul bacino idrografico sotteso dalla sezione critica in modo da pesare ulteriormente quanto ottenibile dalla sola suddivisione geometrica delle aree d'influenza secondo lo schema di Thiessen. I pesi introdotti quantificano il contributo offerto da ogni area elementare alla formazione delle piene nella sezione di chiusura del bacino. Grazie a tali mappe l'operazione di ragguaglio dei dati di precipitazione (siano essi rilevati dai pluviografi o previsti su una griglia di calcolo dai modelli di previsione quantitativa delle precipitazioni) avviene effettuando la sommatoria dei valori di pioggia relativi ad ogni singola cella del bacino moltiplicata per il peso geomorfologico locale, ovvero

$$H_{\text{ragg}}(t) = \sum_{i=1, n \text{ celle}} g_i \left(\sum_{k=1}^{n \text{ pluviografi}} w_k h_k \right) \quad \text{Eq. (5.1)}$$

dove $\sum_{k=1}^{n \text{ pluviografi}} w_k h_k$ quantifica la pioggia caduta sulla cella elementare in cui è stato suddiviso il bacino calcolata con un metodo di interpolazione geometrica classico (se si adotta il metodo di Thiessen i pesi w_k sono proporzionali all'area di influenza del singolo pluviometro) e g_i rappresenta il peso geomorfologico di quella cella elementare, ovvero l'effetto che quella pioggia può avere sull'idrogramma di piena alla sezione di chiusura.

L'utilizzo dei pesi geomorfologici, che tengono conto delle peculiarità geomorfologiche locali in relazione alla risposta complessiva del bacino,

nell'operazione di ragguaglio della pioggia porta a sottolineare la differente importanza di singole aree ai fini del contributo di piena. Il valore di pioggia ragguagliata così ottenuto, non sarà più un'approssimazione del volume complessivo di pioggia, ma sarà, piuttosto, rappresentativo della criticità dell'evento di precipitazione, in quanto si pone maggior rilievo alle aree più significative per la formazione dei deflussi stessi.

5.2 La valutazione dei pesi geomorfologici.

Scopo della metodologia è la definizione dei pesi geomorfologici relativi alle singole aree elementari identificate da una griglia a maglia quadrata con cui viene suddivisa la superficie del bacino (Figura 33). Le principali caratteristiche geomorfologiche locali che regolano la risposta individuale di una singola area sono l'*assorbimento* (che controlla la trasformazione dell'afflusso meteorico *lordo* in ruscellamento o pioggia *netta*) e la dinamica di *propagazione di versante ed alveata* dei deflussi lungo la rete idrografica fino alla sezione di chiusura.

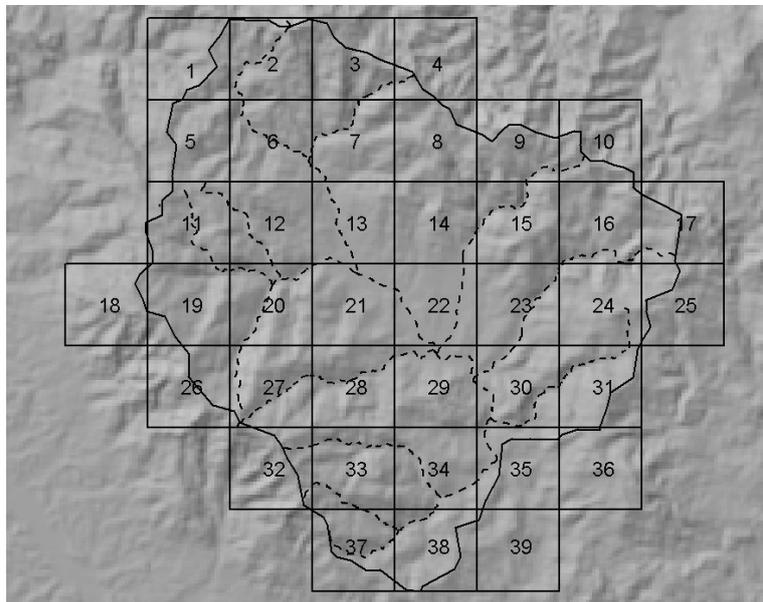


Figura 33. Suddivisione del bacino del Casentino in aree elementari per la valutazione delle mappe di pesi geomorfologici.

Il primo aspetto riguarda la quantità di deflusso (in termini di volume specifico) che si può produrre in corrispondenza dell'afflusso meteorico lordo. Aree molto permeabili

(come, per esempio, i terreni ghiaiosi) tenderanno a contribuire in modo assai limitato alla formazione di deflusso o a non contribuirvi affatto, assorbendo quasi completamente o del tutto l'afflusso lordo; mentre aree meno permeabili (come, per esempio, i terreni argillosi) tenderanno ad assorbire in modo molto poco significativo, rifiutando gran parte della sollecitazione meteorica e restituendo come deflusso la quasi totalità dell'afflusso lordo. L'assorbimento è, quindi, il principale elemento che regola l'entità del deflusso prodotto dal terreno (in termini di volume complessivo) in risposta alla sollecitazione di pioggia.

Gli elementi relativi alla dinamica di propagazione riguardano, invece, le modalità con cui il deflusso prodotto nell'area in esame si trasferisce alla sezione di chiusura del bacino. Il tempo impiegato è regolato da una serie di fattori quali la distanza da percorrere, la scabrezza, la pendenza e la geometria idraulica dei versanti e degli alvei (prevalentemente naturali) entro cui avviene la propagazione. Gli elementi relativi alla dinamica di propagazione riguardano, principalmente, il tempo di trasferimento dei deflussi e la loro maggiore o minore *diffusione*, legata agli effetti di laminazione della rete.

Questi due aspetti non sono affatto disgiunti, e proprio l'entità del tasso di ruscellamento dai versanti è uno degli elementi che maggiormente influenza la dinamica della loro stessa propagazione lungo il reticolo idrografico (Figura 34).

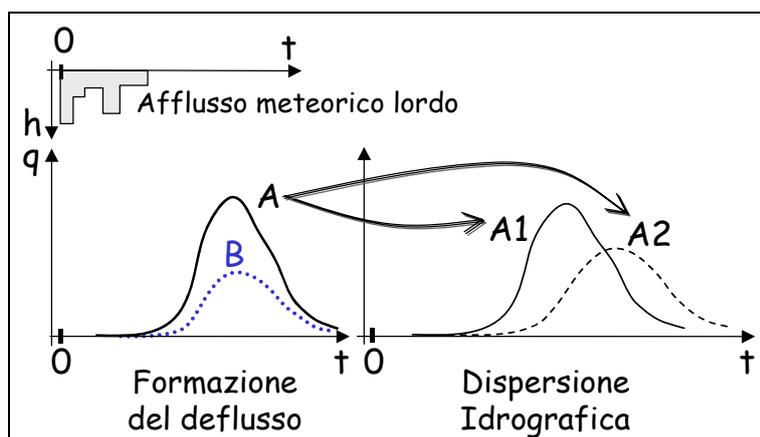


Figura 34. Formazione di deflusso su un'area poco permeabile (A) e un'area molto permeabile (B). Successiva propagazione del deflusso A lungo un percorso con scarsa laminazione (A1) e con elevata laminazione (A2).

Un algoritmo automatico ("griglia") provvede ad effettuare diverse simulazioni (utilizzando il modello idrologico distribuito illustrato nell'Appendice A) facendo

piovere una quantità di pioggia P per una durata d solo su una singola area elementare, in modo da poter effettuare una simulazione della risposta *locale*. La caratteristica della risposta di ogni singola area elementare viene poi analizzata tramite un confronto con la risposta di una simulazione, detta *globale*, in cui la stessa pioggia $P(d)$ viene estesa a tutto il bacino.

I parametri di *input* dell' algoritmo sono

- la dimensione della maglia elementare,
- il valore dell'indice AMC,
- la forma, la durata e il volume complessivo del segnale di pioggia $P(d)$.

Nell' applicazione al bacino dell' Arno si sono assunti:

- quale dimensione della maglia elementare sono state adottate celle con area elementare di 25 Km² identificate da 25x25 celle DEM su maglia quadrata.
- Data la non linearità del modello di assorbimento *SCS-CN* e la non linearità della mutua relazione tra i parametri CM , CM_I e CM_{III} , l' analisi è stata condotta separatamente per AMC di tipo I, II e III.
- Sono stati utilizzati gli ietogrammi di durata 3, 6, 12 e 24 ore, mentre i volumi cumulati di pioggia sono stati scelti pari ai valori di soglia calcolati al Capitolo 3 (si sono utilizzate, cioè, le piogge *critiche*, in quanto proprio per questi livelli di sollecitazione meteorica interessa conoscere l' importanza relativa dei diversi contributi spaziali alla formazione del deflusso).

Gli idrogrammi ricavati dalle simulazioni *locali* effettuate per le singole aree elementari, $L(t)$, sono poi confrontati con quello ottenuto a valle della simulazione *globale*, $G(t)$, in cui lo stesso segnale di pioggia viene applicato all' intero bacino. Tale confronto, condotto in modo quantitativo, si basa sulla valutazione del *rapporto di picco assoluto*, definito come rapporto tra i massimi assoluti dei due idrogrammi, locale e globale (Figura 35), ovvero

$$pP = \frac{\max_T L(t)}{\max_T G(t)} \quad \text{Eq. (5.2)}$$

dove T rappresenta la durata del singolo evento di piena simulato.

Tali rapporti vengono poi trasformati in termini di peso geomorfologico, g_i , rinormalizzandoli rispetto alla loro somma sul singolo sottobacino.

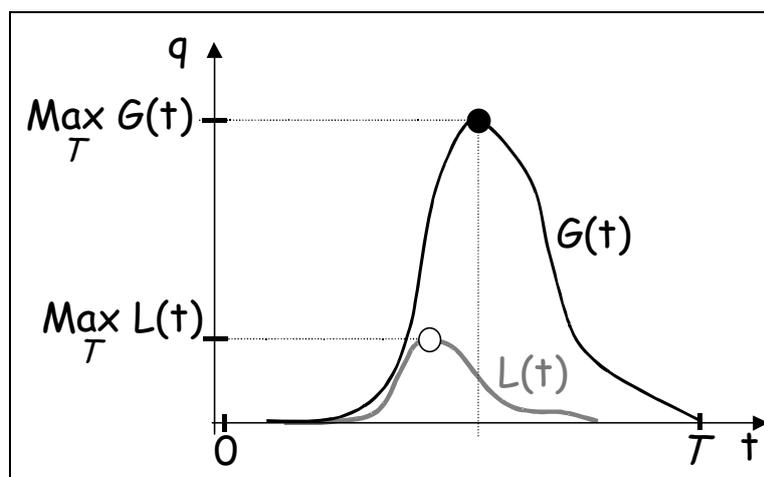


Figura 35. Confronto tra simulazione globale e locale.

I pesi geomorfologici, per come vengono valutati, sono funzione della durata dell'evento di pioggia cui ci si riferisce e della condizione di umidità del suolo iniziale. Ogni area del bacino assumerà, quindi, importanza diversa in relazione alla durata dell'evento di precipitazione. È infatti intuitivo comprendere come, per durate di pioggia brevi, solo le aree con modesti tempi di risposta (quelle cioè più vicine alla sezione di sbocco) forniscano contributi significativi al colmo di piena. I deflussi provenienti da aree più lontane raggiungono, invece, la sezione di chiusura con ritardo assai maggiore.

Nelle immagini seguenti si mostrano le mappe dei pesi geomorfologici relativi al bacino del Casentino. Si evidenzia l'effetto della durata della precipitazione sulla variabilità spaziale dei pesi. Come si nota man mano che la durata di pioggia aumenta, a parità di condizione iniziale di AMC, la variabilità dei pesi si attenua (Figura 38). Si nota infatti come, già per durate di 12 ore, il bacino diventi sensibilmente "uniforme" (Figura 37). Questo risultato concorda con un'osservazione euristica abbastanza elementare: per le piogge di lunga durata, relativamente al tempo di risposta caratteristico del bacino, tutto il bacino viene a contribuire allo stesso modo alla formazione dei deflussi nella sua sezione di chiusura. Si tratta delle piogge che durano per un tempo superiore al tempo di risposta del bacino, grandezza variabile, a rigore, con le condizioni di imbibimento iniziale del terreno; mai superiore, comunque, alle 10 ore per il bacino del Casentino esemplificato nelle mappe riportate. Va anche sottolineato che un altro fattore ha un'influenza dello stesso segno: dopo prolungati periodi di pioggia, l'assorbimento diventa

praticamente irrilevante, poiché anche il terreno "permeabile", una volta fortemente imbibito, rifiuta la maggior parte dell'ulteriore afflusso meteorico e la sua risposta diventa, a un certo punto, assai simile a quella del terreno impermeabile quasi dovunque.

Al contrario, l'analisi delle mappe relative alle brevi durate sottolinea l'importanza dei contributi di alcune aree distinte. I pesi di tipo pP mettono in risalto le aree più impermeabili (come si evince dal confronto con la carta del parametro CN di Figura 39, rappresentativo della massima capacità di ritenzione potenziale del terreno) e le aree più vicine al reticolo di deflusso principale, che presentano, quindi, una dinamica di propagazione che lamina poco i deflussi.

L'analisi della correlazione tra i valori del parametro CN nelle tre condizioni di AMC e il valore corrispondente dei pesi geomorfologici (Figura 40) dà conferma delle osservazioni fatte. Si nota, infatti, come il coefficiente di correlazione diminuisca all'aumentare della durata dell'evento e si mantenga più alta per valori elevati di umidità del suolo iniziale ($AMC3$). All'aumentare del tempo, infatti, diminuisce l'importanza locale del meccanismo di formazione del deflusso in quanto il bacino viene a contribuire allo stesso modo alla formazione dei deflussi nella sua sezione di chiusura. La formazione del deflusso rimane comunque esaltata dalla condizione più elevata di umidità del suolo.

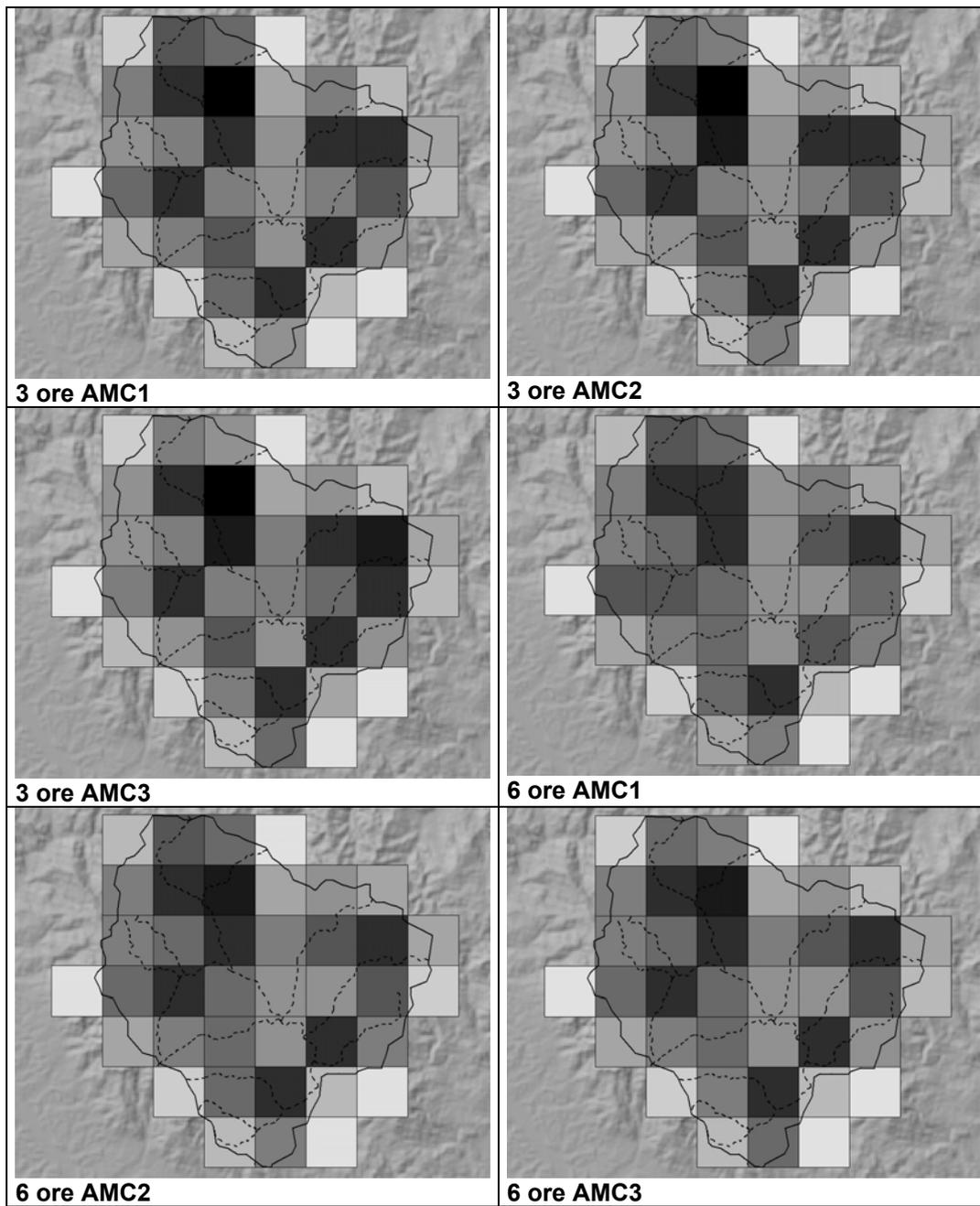


Figura 36. Mappe dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino. I pesi sono funzione della durata dell'evento di precipitazione e della condizione di umidità del suolo antecedente l'evento. I pesi sono espressi in valore percentuale con i valori maggiori rappresentati dal colore più scuro: valori variabili tra 0 e 6.5%. Mappe per durate di 3 e 6 ore.

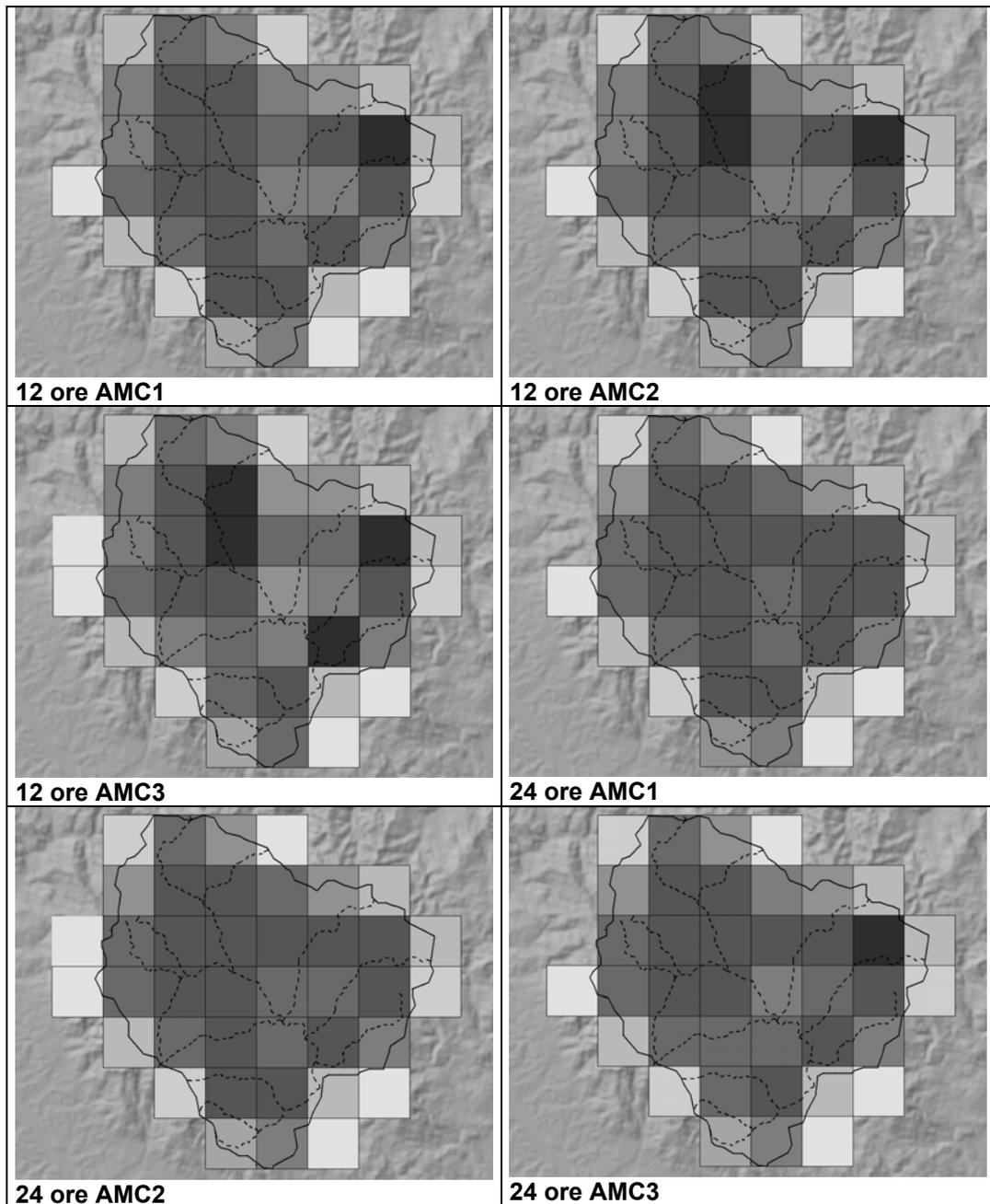


Figura 37. Mappe dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino. I pesi sono funzione della durata dell'evento di precipitazione e della condizione di umidità del suolo antecedente l'evento. I pesi sono espressi in valore percentuale con i valori maggiori rappresentati dal colore più scuro: valori variabili tra 0 e 6.5%. Mappe per durate di 12 e 24 ore.

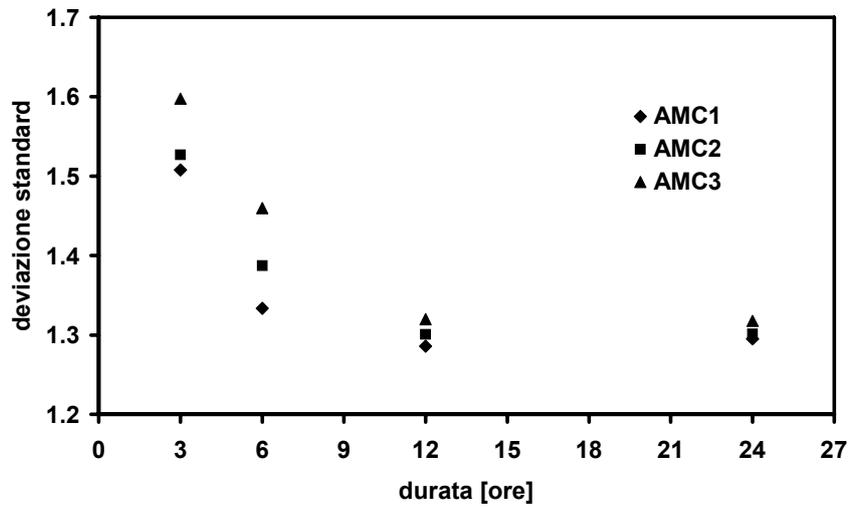


Figura 38. Effetto della durata sulla distribuzione dei pesi geomorfologici: deviazione standard per le tre diverse classi di AMC per il bacino del Casentino.

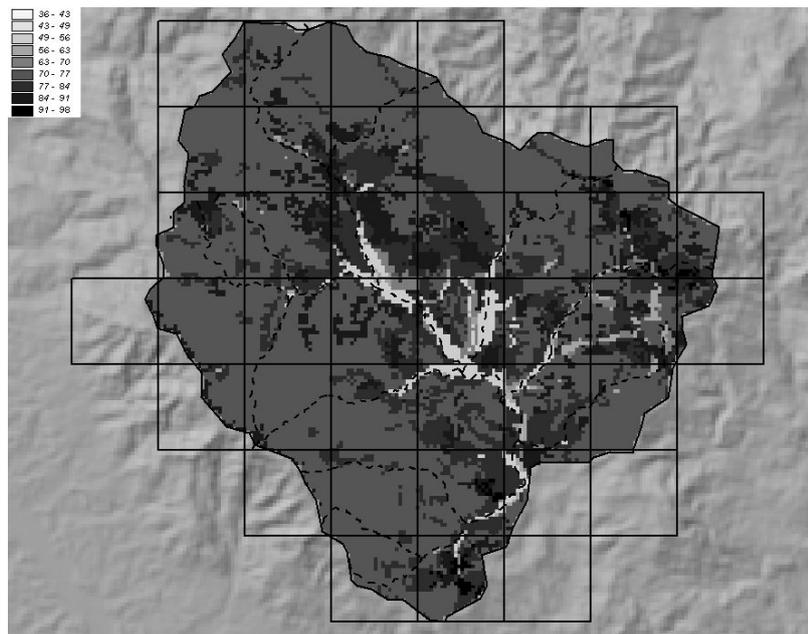


Figura 39. Mappa del parametro CN2 per il bacino del Casentino.

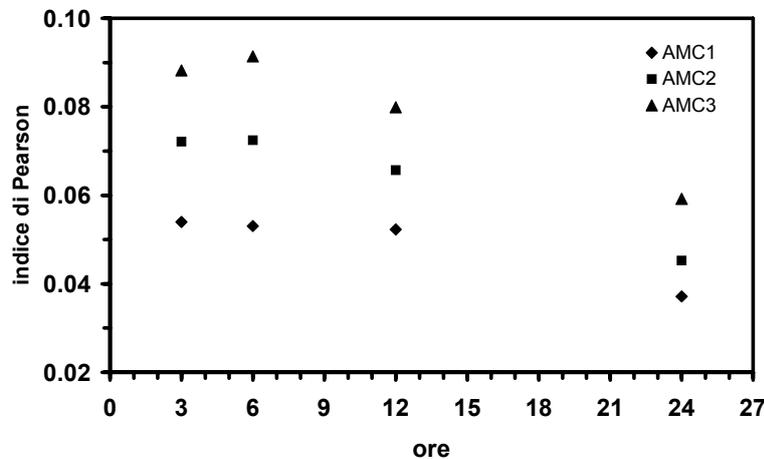


Figura 40. Indice di correlazione tra i valori del parametro CN nelle tre condizioni di AMC ed i corrispondenti valori del peso geomorfologico per il bacino del casentino.

5.3 Analisi degli eventi storici

Le mappe dei pesi geomorfologici vengono usate in tempo reale per la quantificazione della pioggia ragguagliata cumulata sul bacino sotteso dalle sezioni critiche. Ad ogni intervallo temporale, il campo di pioggia osservato ottenuto dall'interpolazione geometrica dei dati puntuali misurati ai singoli pluviometri ed il campo di pioggia derivato dai modelli meteorologici (Capitolo 6), viene moltiplicato per la mappa di pesi geomorfologici normalizzati corrispondente alla durata e alla classe AMC dell'evento meteorico. Il ragguaglio del nuovo campo di pioggia così ottenuto porta alla stima della quantità di pioggia del singolo intervallo temporale. Il metodo di ragguaglio con i pesi geomorfologici, tenendo conto dell'efficacia che la stessa quantità di pioggia può avere sulla formazione della piena alla sezione di chiusura, porta alla stima non solo di una quantità media di pioggia ma ad un "*indice di pericolosità della pioggia*" dell'evento corrente.

Dall'osservazione delle serie storiche per i tre principali sottobacini (Casentino chiuso a Subbiano, Sieve chiuso a Pontassieve) e del Valdarno chiuso a Nave di Rosano), è possibile verificare l'effetto dell'applicazione del metodo di ragguaglio con i pesi geomorfologici (Tabella XXXVI).

Tabella XXXVI. Effetti del calcolo della pioggia ragguagliata con l'ausilio dei pesi geomorfologici.

Bacino	data	AMC	durata [ore]	cumulata no pesi	cumulata pesi	variazione %
Casentino	19/10/1992	3	54.75	146.42	144.72	-1.16
Casentino	30/10/1992	2	40.25	124.11	122.31	-1.45
Casentino	04/12/1992	2	44.50	96.78	101.03	4.39
Casentino	08/10/1993	3	31.50	75.32	76.95	2.16
Casentino	30/12/1995	3	33.00	73.81	70.56	-4.40
Casentino	18/11/1999	3	22.00	49.41	49.61	0.39
Casentino	15/11/2000	1	26.50	82.23	81.41	-0.99
Casentino	20/11/2000	3	50.50	96.43	97.63	1.24
Sieve	19/10/1992	3	58.50	103.50	104.10	0.58
Sieve	28/10/1992	3	90.75	104.19	104.91	0.69
Sieve	05/12/1992	3	43.00	76.13	77.00	1.15
Sieve	07/12/1992	3	59.75	63.19	61.45	-2.77
Sieve	18/11/1999	3	28.00	64.74	63.73	-1.57
Sieve	02/11/2000	3	48.00	64.06	64.46	0.62
Sieve	06/11/2000	3	99.50	95.67	94.22	-1.52
Sieve	20/11/2000	3	54.50	87.55	88.64	1.25
Valdarno	19/10/1992	3	77.00	99.78	104.51	4.73
Valdarno	23/10/1992	3	226.00	105.42	112.16	6.39
Valdarno	06/10/1993	2	95.00	86.20	92.01	6.75
Valdarno	20/11/2000	3	73.00	66.30	70.03	5.63

Confrontando la cumulata di pioggia calcolata solo mediante il ragguaglio con i classici metodi geometrici e quella calcolata con il metodo dei pesi geomorfologici, si nota come la variazione non abbia sempre il medesimo segno. Può infatti succedere che la pioggia cada su una zona del bacino caratterizzata da elevata permeabilità oppure lontana dalla sezione di chiusura: in questo caso, il corrispondente peso geomorfologico assumerà un valore basso e l'indice di

pericolosità della pioggia risulterà minore della pioggia ragguagliata con i metodi tradizionali. Viceversa, se la pioggia si concentra su di una zona impermeabile, quindi più adatta alla formazione del deflusso superficiale, il corrispondente peso geomorfologico assumerà un valore elevato e l'indice della pericolosità della pioggia complessivo risulterà maggiore della pioggia ragguagliata con i metodi tradizionali.

Le variazioni maggiori si osservano sul bacino con maggiore estensione dei tre considerati, quello della Valdarno chiuso alla sezione di Nave di Rosano avente una superficie di 3900 km². E' sui bacini con maggiore estensione che ci si aspetta infatti maggiore effetto della variabilità spaziale della pioggia e quindi maggior divario tra il calcolo della pioggia ragguagliata con i metodi geometrici e con i pesi geomorfologici.

Complessivamente si osserva una variazione compresa tra -4,4 % e 6.75 % per gli eventi considerati, valori sufficienti a giudicare significativa l'applicazione del metodo di ragguaglio con i pesi geomorfologici soprattutto per i bacini idrografici di maggiore estensione.

E' interessante valutare il comportamento del modello di preallerta idrologica a cui è dedicata la seconda parte della tesi alla quale si rimanda. I pesi geomorfologici, infatti, sono stati creati appositamente pensando al loro utilizzo nel modello di preallerta basato su soglie pluviometriche. Nella figura seguente si riportano, per gli eventi che hanno mostrato maggior divario nel calcolo della cumulata con e senza l'ausilio dei pesi geomorfologici, dei grafici di confronto nei quali si riporta la cumulata di pioggia ragguagliata con il classico metodo dei topoletti, la pioggia cumulata ragguagliata con i pesi geomorfologici, la soglia pluviometrica di preallerta per l'evento considerato, l'idrogramma di piena osservato e la portata di guardia.

Nell'evento a), c) e d) l'idrogramma di piena raggiunge la portata di guardia (situazione di pericolo) mentre nell'evento b) la portata al colmo non è tale da generare pericolo di esondazione. Nel caso a), b) e c) la cumulata di pioggia raggiunge la soglia pluviometrica (segnalazione di un allarme) mentre nel caso d) la soglia non viene raggiunta. Nell'evento a) e c) siamo di fronte ad un giusto allarme, nel caso b) ad un falso allarme mentre nel caso d) si osserva un mancato allarme. Prescindendo dal più o meno corretto funzionamento del sistema di preallerta (Parte 2) il comportamento risulta identico sia ragguagliando la pioggia all'area

con i pesi geomorfologici sia applicando il classico metodo dei topoi. Questo comportamento si osserva in tutti gli eventi storici a disposizione.

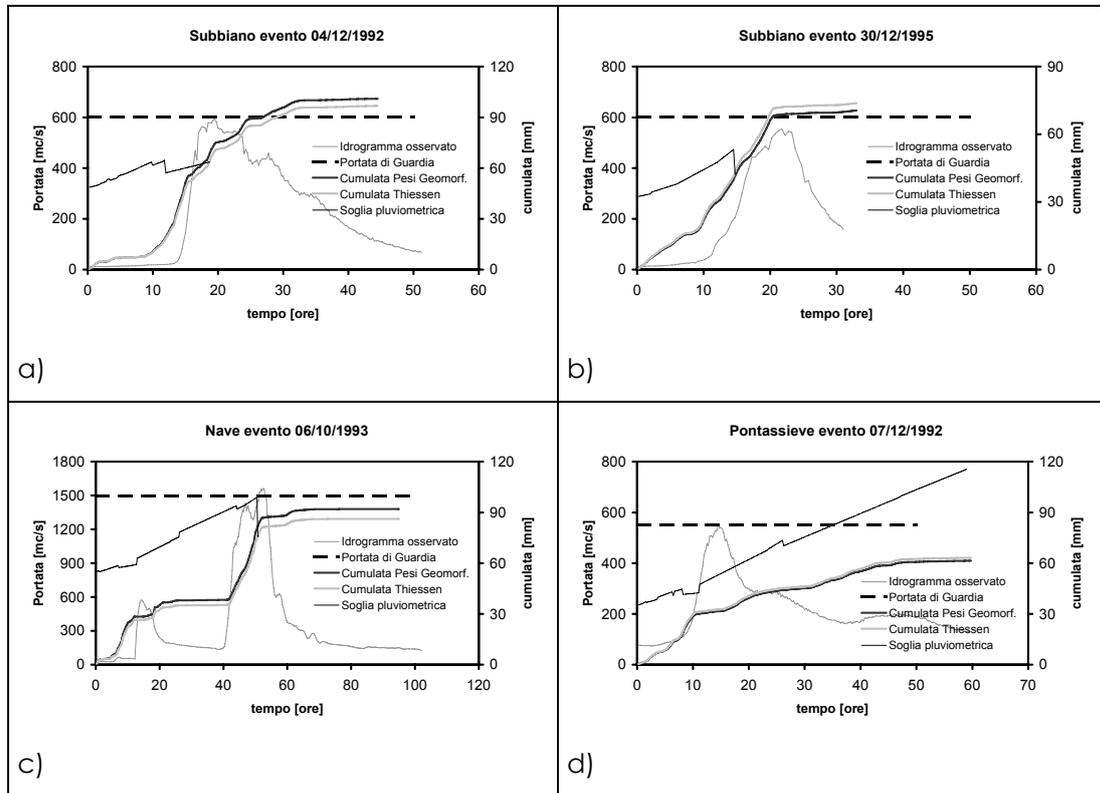


Figura 41. Esame del comportamento del modello di allarme MIMI con il metodo di ragguglio della pioggia facente uso dei pesi geomorfologici.

PARTE 2

IL MODELLO DI PREALLERTA IN TEMPO REALE

6

IL SISTEMA DI PREALLERTA “MIMI”

A seguito della L.183/89 il bacino del fiume Arno venne classificato come uno degli 11 bacini di interesse nazionale e fu istituita la figura dell'Autorità di Bacino, con funzione di programmazione e intesa tra Stato e Regione, per problemi di natura idraulica, di difesa del suolo e di qualità delle acque.

Da allora, oltre agli interventi di tipo strutturale atti alla mitigazione del rischio di esondazione, l'attività dell' Autorità di Bacino si è rivolta alla messa a punto di un sistema di previsione e preannuncio delle piene (ARTU) finalizzato alla riduzione della vulnerabilità del territorio. Nell'ambito di tale iniziativa si inserisce lo sviluppo del progetto di ricerca in tema di “Valutazione delle Soglie Idrometeorologiche di Preallarme delle Piene Fluviali nel Bacino dell'Arno” che ha portato alla definizione del sistema di preallarme di piena MIMI (Modello Integrato Meteo Idrologico).

6.1 Le sezioni critiche

Per l'implementazione del modello di preallerta di piena, sono state individuate quelle sezioni fluviali che presentano particolari insufficienze idrauliche causa di frequenti esondazioni. Per i tronchi presi in esame sono quindi state individuate le portate di guardia come quelle che mediamente garantiscono un franco di sicurezza di 1 metro. Il valore di portata per il quale si calcolano le soglie

pluviometriche è un valore di guardia idraulico per l'intero tronco critico in esame essendo l'esondazione di un tronco fluviale spesso non confinabile in una precisa sezione trasversale del corso d'acqua.

Per quanto riguarda il corso principale del fiume Arno, sono state individuate, di concerto con l'Autorità di Bacino, cinque sezioni salienti: Subbiano e Rassina, che sottendono il bacino del Casentino, San Giovanni in Valdarno, che sottende la parte iniziale della Valdarno Superiore a valle della confluenza della Chiana, Rignano, che chiude la Valdarno Superiore a monte della confluenza della Sieve, e Nave di Rosano, a monte di Firenze, laddove l'Arno sottende anche il bacino idrografico della Sieve.

Sul bacino del fiume Sieve, principale affluente di destra dell'Arno, le sezioni individuate si riferiscono alle località di Sagginale, Vicchio, Contea, Rufina e Pontassieve, elencate da monte verso valle.

Sugli affluenti dell'Arno a valle di Firenze si sono individuate le sezioni di San Piero a Ponti sul fiume Bisenzio e Poggio a Caiano e Quarrata sul fiume Ombrone.

Nella figura e tabella seguente si mostrano l'ubicazione e le caratteristiche principali delle sezioni critiche individuate.

Tabella XXXVII. Sezioni critiche analizzate nell'ambito del bacino del fiume Arno.

Sezione critica	Lon (UTM)	Lat (UTM)	Superficie drenata (Kmq)	Q critica (m ³ /s)	Tc (ore)
<i>CASENTINO</i>					
1 Rassina	729417	4835050	600	450	11.50
2 Subbiano	731817	4828250	738	600	12.00
<i>ALTA VAL D'ARNO</i>					
3 San Giovanni Valdarno	701817	4829650	2750	855	27.88
4 Rignano	698817	4846650	3095	900	29.63
5 Nave di Rosano	695017	4849650	3900	1500	33.25
<i>SIEVE</i>					
6 Sagginale	694417	4868050	395	450	16.00
7 Vicchio	698417	4867250	498	450	16.50
8 Contea	702017	4858450	748	460	16.25
9 Rufina	701017	4856650	765	500	16.50
10 Pontassieve	698417	4852650	831	550	16.75
<i>BISENZIO</i>					
11 San Piero a Ponti	671475	4852459	304	500	9
<i>OMBRONE</i>					
12 Quarrata	663081	4856997	390	240	6.68
13 Poggio a Caiano	665870	4853523	434	400	12

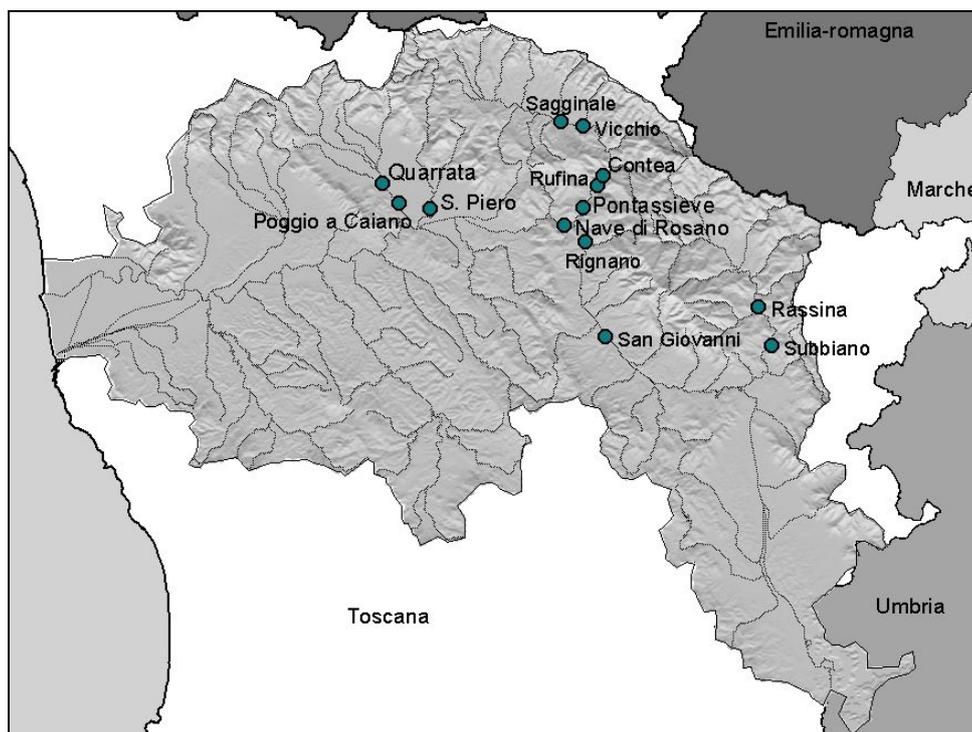


Figura 42. Sezioni critiche individuate sul corso dell'Arno e su alcuni dei suoi affluenti.

Le soglie pluviometriche implementate nel modello di preallerta sono quelle basate sul modello idrologico distribuito (Paragrafo 3.2) in quanto ritenute frutto di una migliore descrizione della risposta idrologica dei bacini coinvolti. Questa scelta è stata fatta in via cautelativa (le soglie pluviometriche ricavate tramite modellistica concentrata si sono rivelate più alte) e riflette la tendenza generale a preferire un maggior numero di falsi allarmi rispetto ai mancati allarmi (Capitolo 7).

6.2 Il modello in tempo reale: MIMI

MIMI, acronimo di Modello Integrato Meteo Idrologico, consente di implementare un sistema per la determinazione delle situazioni di pre-allerta di piena mediante soglie pluviometriche.

Dopo una fase sperimentale durata più di un anno, dall'inizio del 2002 il sistema è in funzione presso l'Autorità di Bacino del fiume Arno con sede a Firenze. Le sezioni monitorate in questa prima fase riguardano il bacino idrografico dell'Arno a monte della città di Firenze comprendendo Rassina, Subbiano, San Giovanni Valdarno,

Rignano, Nave di Rosano, Sagginale, Vicchio, Contea, Rufina e Pontassieve. Saranno comprese nella successiva fase di sviluppo del sistema anche le sezioni di San Piero a Ponti, Quarrata e Poggio a Caiano.

6.2.1 Dati in ingresso

MIMI richiede in ingresso dati di precipitazione sia misurata che prevista. I dati misurati sono forniti dal Sistema MARTE come letture dei pluviografi aggiornate ogni 15'. I dati di previsione sono forniti dal LAMMA mediante il Modello ad Area Locale RAMS, come mappe di precipitazione con risoluzione 4x4 km relative ad ogni ora fino a 24 ore dal tempo attuale.

6.2.2 Integrazione dei dati

Il sistema MIMI prevede la gestione dei dati di precipitazione misurata e prevista, in modo uniforme, ovvero sotto forma di mappe di precipitazione. Il primo passo per l'integrazione dei dati consiste quindi nella generazione di mappe di precipitazione misurata con le stesse caratteristiche (risoluzione, area coperta,...) di quelle di precipitazione prevista, a partire dai dati MARTE. Ciò è fatto assegnando ad ogni cella della mappa di precipitazione misurata, il valore di precipitazione del più vicino sensore attivo (metodo dei topoi). L'assegnazione avviene dinamicamente, valutando per ogni lettura quali sensori sono attivi.

MIMI aggiorna la situazione (cioè lo stato delle sezioni critiche) ogni volta che una nuova mappa è disponibile. Le mappe di previsione sono memorizzate in uno stack. Quando una nuova mappa di precipitazione misurata è disponibile, le mappe di previsione antecedenti sono eliminate, e la situazione viene aggiornata. MIMI mantiene così la situazione di pre-allerta dal momento attuale fino all'ultimo istante di previsione attraverso le mappe di precipitazione misurata e prevista al momento disponibili. Per il raffronto con la soglia pluviometrica, le mappe di precipitazione (osservate e previste) vengono aggregate spazialmente calcolando la pioggia ragguagliata utilizzando i pesi geomorfologici (Capitolo 5).

Per le sezioni con eventi attivi la precipitazione cumulata è calcolata a partire dall'istante di inizio evento. La forma dell'andamento della precipitazione (ietotipo) ricavata dalla precipitazione cumulata, e l'AMC (Antecedent Moisture Content) all'istante iniziale della precipitazione, sono utilizzate per scegliere la corretta soglia di pre-allerta. Ovviamente nel caso in cui la precipitazione ecceda la soglia, si

attiva l'allerta. Pertanto una sezione in ogni istante può trovarsi in uno dei seguenti tre stati: evento non iniziato, evento iniziato senza allerta, evento iniziato con allerta.

6.2.3 Architettura del sistema

MIMI' è costituito da tre sottosistemi interoperanti (Figura 43): il Data Server, l'Hydro Server e il Client. Il Data Server ha il compito di acquisire i dati delle osservazioni e delle previsioni ed effettuare una preelaborazione utile per l'implementazione del modello idrologico. L'Hydro Server è il modulo centrale che implementa il modello idrologico e genera i dati relativi alla situazione osservata o prevista. Il Client si occupa della visualizzazione dei dati e della segnalazione delle situazioni di preallerta.

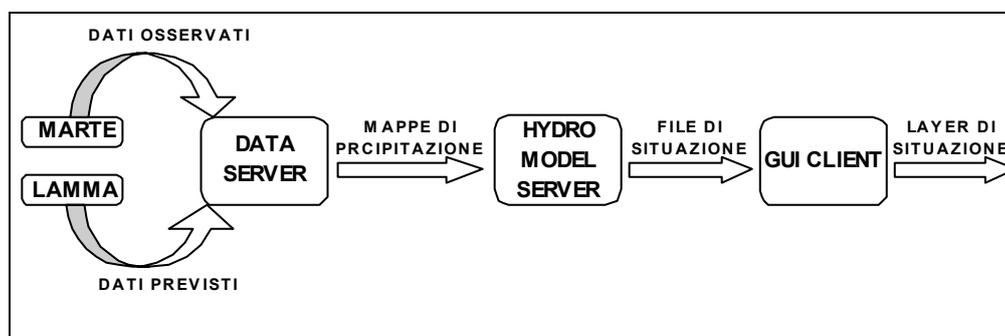


Figura 43. Architettura del sistema MIMI.

Data server

Il primo componente è il Data Server che esegue il polling per i dati di precipitazione prevista e misurata sui relativi database ed esegue le pre-elaborazioni richieste. Il principale obiettivo di questo componente è interfacciare il sistema di acquisizione in tempo reale con l'Hydro Server. Inoltre questo componente esegue la pre-elaborazione che converte i dati misurati provenienti dalla rete pluviografica in mappe di precipitazione misurata. Infatti ogni file di dati riporta la precipitazione cumulata per ogni sensore, individuato da un codice, mentre l'algoritmo a soglie richiede una mappa di precipitazione relativa all'intero bacino. L'elaborazione si esegue ricorrendo alle informazioni su codice e posizione di ogni sensore, conservate in un database locale. La precipitazione misurata da ogni sensore è ovviamente la differenza tra le due ultime letture, pertanto un sensore è considerato

attivo se sono disponibili entrambe le ultime due letture. Il data server produce mappe di precipitazione misurata e mappe dei codici che riportano, per ogni cella, il codice del pluviografo utilizzato nella stima. Tale mappa può essere utilizzata per estrarre i poligoni di Thiessen.

Hydro Model Server

L'Hydro Server implementa l'algoritmo di elaborazione delle mappe di precipitazione per generare i file relativi alle situazioni di preallerta. L'Hydro Server esegue il polling per determinare la disponibilità di mappe di precipitazione e invia il file di uscita al server web. Informazioni utili per l'elaborazione come il numero e la posizione delle sezioni critiche, i valori delle soglie, i pesi geomorfologici delle celle del bacino per il calcolo della precipitazione cumulata, parametri di configurazione e così via sono immagazzinati in un database locale. Quando un file di situazione è pronto, il vecchio è archiviato. Inoltre l'Hydro Server genera un file di log che riporta tutti gli eventi avviati, le situazioni di pre-allerta rilevate e ogni problema riscontrato durante l'elaborazione, al fine di informare l'amministratore di sistema.

GUI - Client

Il Client è il componente che consente di accedere e presentare la situazione di pre-allerta agli operatori ed è dotato delle seguenti caratteristiche principali:

- principali layer tematici inclusi (es. DEM, fiumi, luoghi, posizione pluviografi, sezioni critiche)
- funzionalità di navigazione di base (pan, zoom)
- funzionalità di base di gestione dei layer tematici (mostra/nascondi, modifica ordine, aggiungi/rimuovi)
- selezione del layer di situazione (misurata o prevista)
- visualizzazione limiti dei bacini idrografici
- label (cioè tips su mappa)
- segnalazione di allerta
- visualizzazione diagrammi di precipitazione

Il Client opera eseguendo un polling continuo del file di situazione. Quando il file è aggiornato, il Client lo recupera e lo elabora localmente per generare gli appropriati layer di situazione, uno per ciascuna mappa di precipitazione misurata o

prevista. I layer sono aggiunti al layer manager per renderne possibile la selezione da parte dell'operatore.

6.2.4 Scenario d'uso

Il tipico scenario d'uso ha inizio con l'operatore fornito del Client che attiva l'applicativo. Questo automaticamente si connette al server web per recuperare i dati utili e inizia la procedura di polling. Nessun'altra operazione è richiesta, consentendo all'operatore di concentrarsi sulla situazione di pre-allerta. Egli può visualizzare la situazione attuale (Figura 44) in base ai dati misurati, o una delle previsioni disponibili (Figura 45). Se lo desidera può analizzare in maggior dettaglio la situazione delle singole sezioni critiche (Figura 46). In base a queste informazioni e integrandole con quelle provenienti da altre fonti, i decisori possono stabilire di attivare le procedure di emergenza.

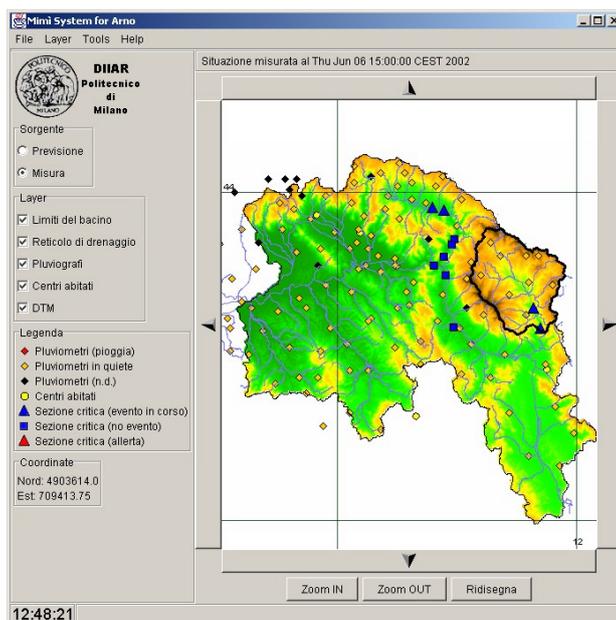


Figura 44. L'operatore visualizza la situazione in base ai dati misurati. Nell'esempio quattro sezioni presentano eventi iniziati (triangolo blu), le altre sono invece in una situazione di assenza di evento (quadrato blu). Sono inoltre visibili i pluviografi (in arancione), le principali località (in giallo), i confini del sottobacino selezionato relativo alla sezione di Subbiano (linea nera), il reticolo idrografico (linee blu) e il DTM.

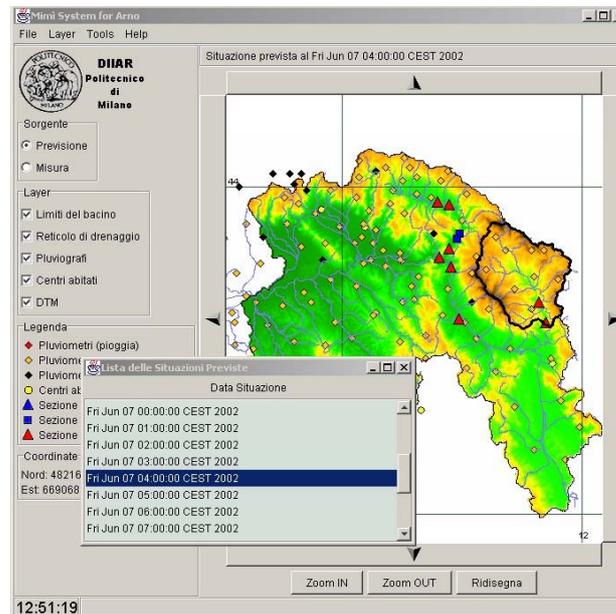


Figura 45. L'operatore "clicca" sull'opzione previsione e poi sull'ora di interesse, per visualizzare la situazione prevista. Nell'esempio otto sezioni presentano una situazione di pre-allerta (triangolo rosso).

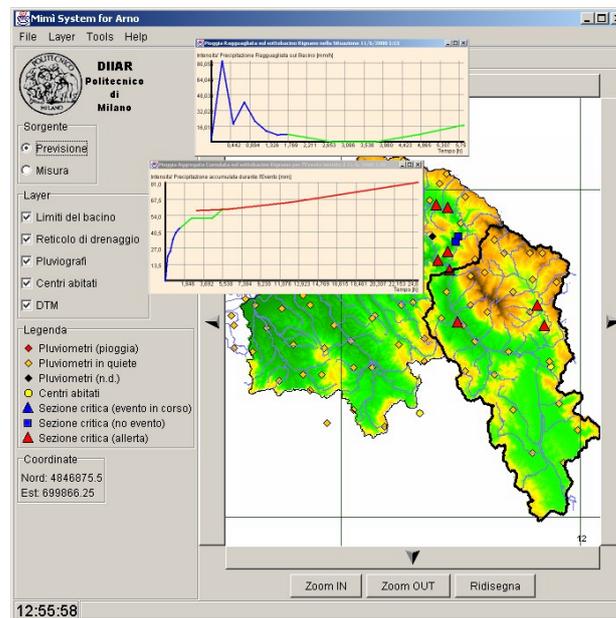


Figura 46. L'operatore può visualizzare i diagrammi di precipitazione aggregata e cumulata per ogni sezione critica in cui è in atto un evento. I diagrammi mostrano in blu i dati misurati e in verde quelli previsti. In rosso è mostrata la soglia attualmente utilizzata.

6.3 Monitoraggio dell'evento del 1 Novembre 2003

Nel periodo di funzionamento del sistema di preallarme di piena MIMI, si è verificato un evento significativo in data 1 Novembre 2003 che ha riguardato principalmente il bacino idrografico della Sieve.

L'evento è stato preannunciato dal bollettino di crisi emanato dal sistema integrato ARTU dell'Autorità di Bacino fin dalle 10:45 del giorno precedente (Figura 47). Alle ore 7:30 del giorno 1 Novembre 2003 MIMI segnala l'inizio di un evento sul bacino della Sieve. La pioggia caduta a causa di una perturbazione transitata il giorno precedente (Figura 48) ha fatto sì che l'evento fosse considerato in classe AMC 2.

ARTU
PREANNUNCIO DI PIENA

Autorità di Bacino del Fiume Arno
MODELLO UNICO INTEGRATO PER IL BACINO DELL'ARNO

DIPARTIMENTO DELLA PROTEZIONE CIVILE
REGIONE TOSCANA
REGIONE UMBRIA

suolo meteo prev meteo stat piuvio soglie idro clipboard mail help

Bollettino di crisi

Emesso: 31/10/2003 - ore 10.45

Valido dalle ore 11:00 del 31/10/2003 alle ore 17:00 del 01/11/2003

Situazione generale
un'intensa perturbazione associata a una profonda depressione attualmente centrata sul Golfo di Biscaglia tende a interessare l'Italia a partire dalle regioni più occidentali. Il sistema perturbato determinerà precipitazioni abbondanti oggi sulle regioni del nord, con massimi su Liguria, alta Toscana e zone prealpine e domani interesserà le regioni del centro, con precipitazioni localmente intense, ma comunque meno abbondanti. Dalla sera di Sabato è previsto un miglioramento a partire dal nord ovest in estensione al resto della penisola.

Previsione per Venerdì 31 Ottobre
molto nuvoloso o coperto con precipitazioni localmente persistenti e abbondanti su Garfagnana, Lunigiana e Appennino settentrionale, anche temporalesche. Sulle altre zone piogge inizialmente a carattere sparso a partire dalla costa, in intensificazione e in estensione al resto della regione dal pomeriggio-sera. Visibilità ridotta per nubi basse su Appennino, Apuane e Amiata. Venti da Sud forti, con raffiche sino a 60-70 km/h lungo il litorale. Mari molto mossi, localmente agitati, con mareggiate lungo tutto il litorale nel pomeriggio. Temperature in aumento.

Previsione per Sabato 1 Novembre
molto nuvoloso o coperto con precipitazioni anche a carattere temporalesco, più intense e localmente abbondanti in mattinata. Dal pomeriggio-sera tendenza a miglioramento a partire dalla costa. Venti moderati-forti da sud-ovest, in attenuazione dalla sera. Mari molto mossi o agitati

Province interessate: TUTTE

Figura 47. Bollettino di crisi emanato dall'Autorità di Bacino in data 31 Ottobre 2003.

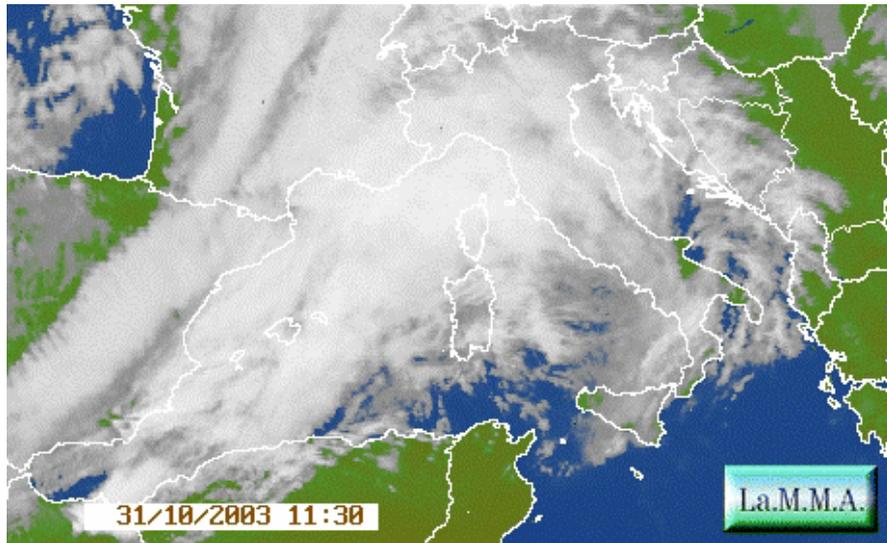


Figura 48. Immagine Meteosat della perturbazione transitata sull'Italia il giorno precedente all'evento alluvionale.

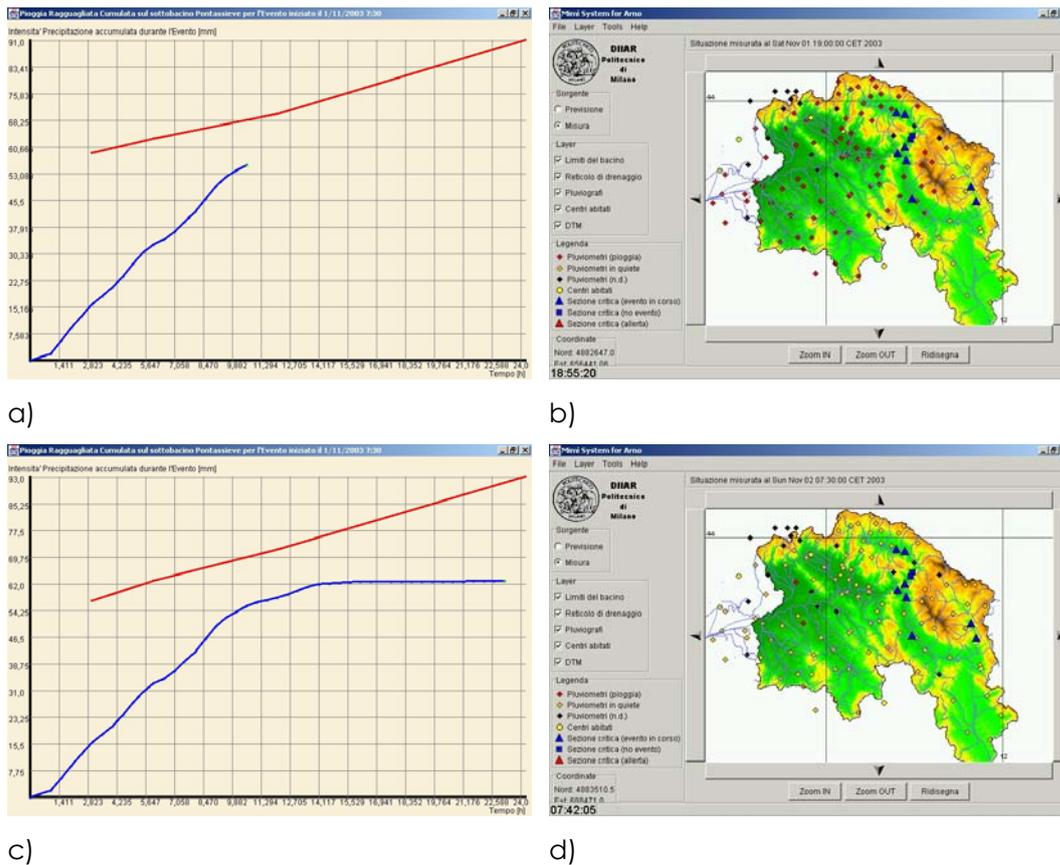


Figura 49. Cumulata di pioggia per il bacino della Sieve alle ore 19:00 (a) e del 1 Novembre e alle ore 7:30 del 2 Novembre (c), e corrispondente situazione generale visualizzata dal MIMI-client (b,d).

Alle ore 19:00 del 1 Novembre la quantità di pioggia caduta durante la giornata e la tendenza che mostra la cumulata fa temere il raggiungimento di una situazione di allerta per le sezioni critiche del bacino della Sieve (Figura 49). Gli altri bacini vengono interessati dalla perturbazione in maniera meno intensa pertanto non presentano situazioni di possibile esondazione. Alle ore 20:00 la perturbazione abbandona il bacino della Sieve ponendo fine alla crescita della cumulata: la cumulata di pioggia si mantiene 13 mm sotto la soglia di allerta che fortunatamente non viene raggiunta.

La registrazione della piena all'idrometro di Fornacina (ubicato poco a monte della sezione di Pontassieve) mostra un livello massimo raggiunto di 2.8 m sullo zero idrometrico (Figura 50.a) corrispondenti ad una portata di circa 280 m³/s secondo l'ultimo aggiornamento disponibile della scala di deflusso dell'Ufficio Idrografico di Pisa. Il livello massimo raggiunto dall'acqua si mantiene circa 1.5 m al di sotto dell'argine destro (Figura 50.b)

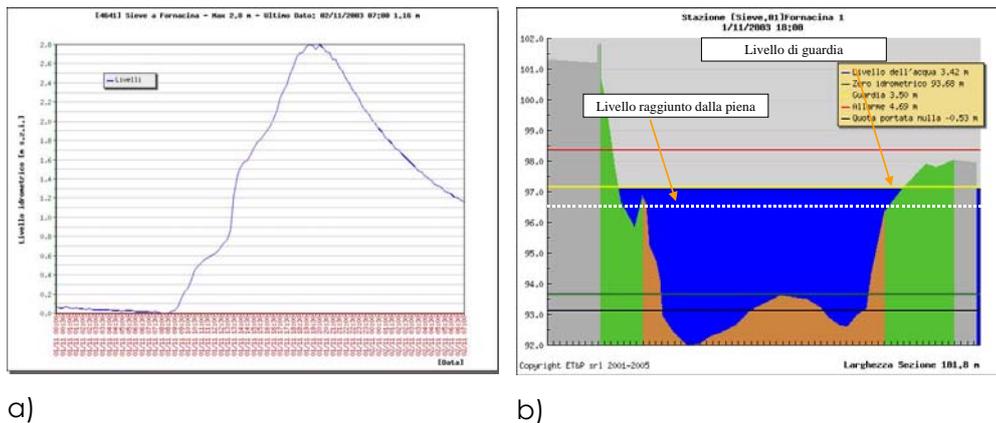


Figura 50. a) livelli idrici registrati all'idrometro di Fornacina (dati dell'Ufficio Idrografico di Pisa) e b) livello massimo raggiunto dalla piena alla stessa sezione trasversale.

ANALISI DI AFFIDABILITÀ: GLI EVENTI STORICI

La rete di monitoraggio idropluviometrico in tempo reale gestita dal Servizio Idrografico di Pisa in funzione dal 1992, ha registrato i dati di pioggia e di portata per l'intero bacino dell'Arno. I dati a disposizione consentono di valutare l'affidabilità del sistema di preallerta MIMI, andando a verificarne il comportamento per gli eventi compresi tra il 1992 e il 2000. A questo scopo è stato implementato un apposito codice di calcolo per l'elaborazione automatica dei dati registrati in formato digitale. Il sistema di preallerta MIMI implementato per l'Autorità di Bacino del fiume Arno, infatti, è un sistema dedicato all'elaborazione di dati pluviometrici in arrivo da diverse fonti in tempo reale e mal si adatta al processamento a posteriori di grosse moli di dati.

7.1 La definizione di evento pluviometrico

Nella pratica della modellistica idrologica di piena, la determinazione dell'intervallo di simulazione viene di solito lasciato all'esperienza dell'operatore. La scelta dell'istante iniziale di simulazione della piena, in casi di intensità di pioggia a elevata intermittenza, può essere fonte di incertezza ed essere caratterizzata da un elevato grado di soggettività.

In un sistema automatico di monitoraggio in tempo reale che si fonda sul confronto tra soglie pluviometriche e cumulata di pioggia come MIMI, risulta fondamentale il metodo di individuazione degli eventi per dar inizio all'aggregazione temporale della pioggia registrata. In una situazione in cui la precipitazione è intervallata da un "sufficiente" tempo di non pioggia, l'individuazione dell'evento non presenta incertezze. In una situazione più complessa di perturbazioni composte da scrosci di pioggia susseguenti, la corretta individuazione dell'evento risulta difficile. La quantificazione del significato dell'intervallo di non pioggia "sufficiente" alla separazione degli eventi risulta dunque fondamentale per il corretto funzionamento del sistema. Se si aggiunge poi il problema della variabilità spaziale della pioggia per cui, in bacini idrografici estesi, si possono verificare intensi fenomeni temporaleschi a carattere locale, si comprende come il grado di incertezza sia elevato.

Uno dei possibili metodi per la individuazione degli eventi è quello di considerare un *valore minimo di intensità di pioggia ragguagliata* oltre il quale dar inizio al computo della cumulata e un *tempo minimo* caratterizzato da un valore di intensità di pioggia inferiore al minimo prescelto per identificare la fine dell'evento. Valori bassi attribuiti al minimo di intensità di pioggia ragguagliata fanno sì che il sistema individui anche gli eventi irrilevanti. Viceversa, valori elevati per il minimo di intensità di pioggia ragguagliata permettono di individuare solo gli eventi significativi, ma aumentano il rischio di sottostimare la cumulata, avendo escluso una quantità di pioggia iniziale troppo elevata.

La definizione di evento adottata per il sistema MIMI quantifica il valore minimo di intensità di pioggia ragguagliata per l'individuazione dell'inizio dell'evento in 1mm/ora e pone il tempo necessario per la chiusura dell'evento pari al tempo di corruzione che, per definizione, è quel tempo caratteristico del sistema bacino che garantisce che tutta la pioggia netta è transitata dalla sezione di chiusura (Figura 51).

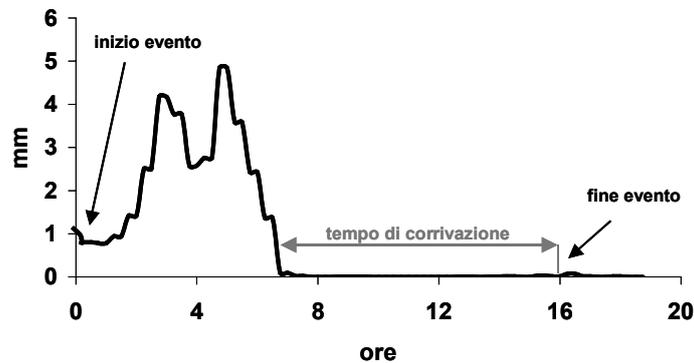


Figura 51. Criterio di individuazione degli eventi adottato dal sistema MIMI.

7.2 Aspetti dell'analisi di affidabilità

Per la verifica dell'affidabilità di MIMI sono necessari i dati pluviometrici sul bacino e i dati idrometrici relativi alla sezione d'interesse che consentono di classificare gli eventi di pioggia in base alle seguenti condizioni:

- portata alla sezione maggiore o minore della portata critica
- pioggia cumulata ragguagliata superiore o inferiore alla soglia pluviometrica di preallerta

Si ottengono così le tipologie di allarme di seguito elencate:

- **NESSUN ALLARME** (Figura 52a) indica la situazione in cui la portata di guardia non viene superata ed il sistema di preallerta non segnala allarmi;
- **GIUSTO ALLARME** (Figura 52b) indica la situazione in cui la portata di guardia viene superata e preannunciata correttamente da una segnalazione di allarme del sistema;
- **FALSO ALLARME** (Figura 53a) indica quella situazione in cui il sistema preannuncia un allarme che non trova riscontro nell'osservazione della portata di piena;
- **MANCATO ALLARME** (Figura 53b) si riferisce ad una situazione in cui, a fronte del superamento della portata di guardia, il sistema non preannuncia l'allarme;
- **ALLARME TARDIVO** (Figura 54) si riferisce alla situazione in cui il sistema segnala un allarme effettivamente verificatosi, ma con un certo ritardo.

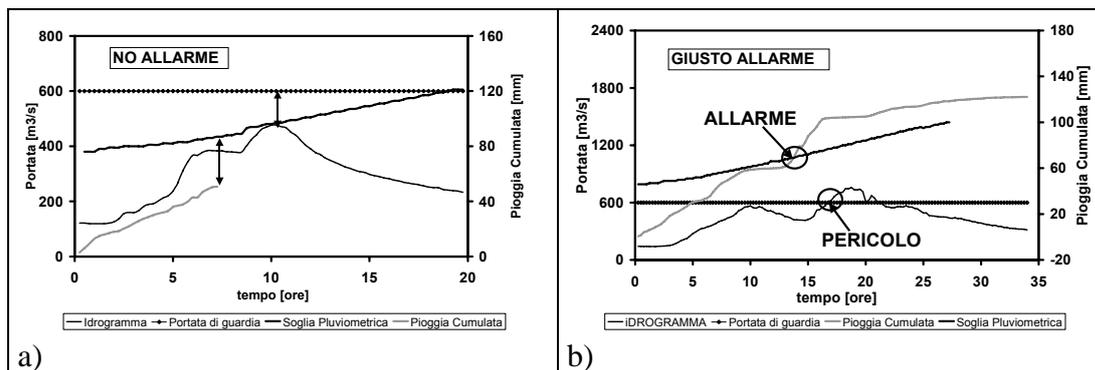


Figura 52. Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: a) NESSUN ALLARME, b) GIUSTO ALLARME.

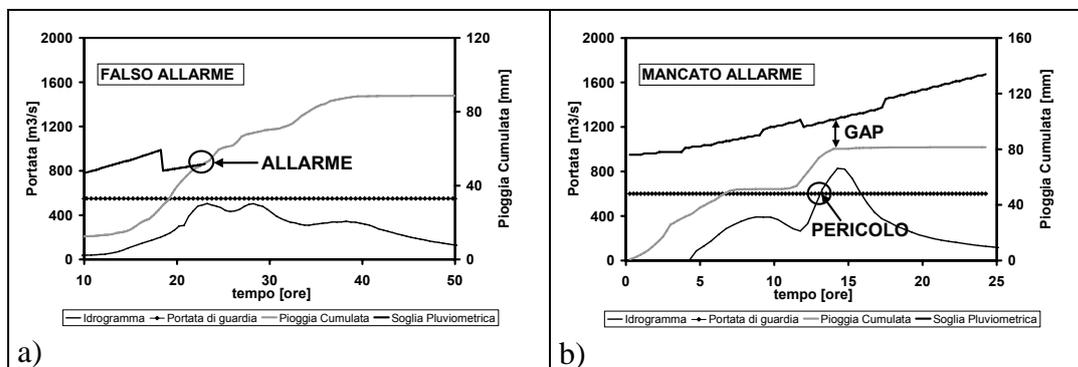


Figura 53. Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: a) FALSO ALLARME, b) MANCATO ALLARME.

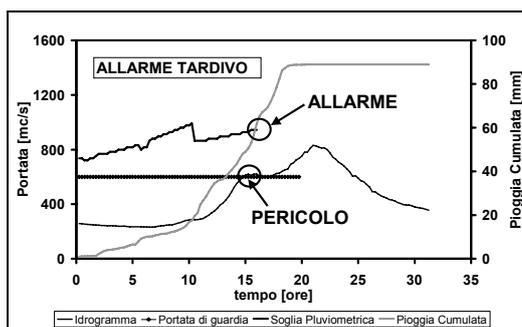


Figura 54. Tipologie di evento riscontrabili da MIMI: ALLARME TARDIVO

L'insieme dei *GIUSTI ALLARME* e dei *NO ALLARME* costituisce il grado di buon funzionamento del sistema di preallerta, i *FALSI ALLARMI* danno una misura di quanto le soglie pluviometriche di preallerta siano cautelative (fattore di sicurezza) e il complesso dei *MANCATI ALLARMI* e *ALLARMI TARDIVI* costituisce il mal funzionamento del sistema.

7.3 Risultati dell'analisi di affidabilità

Analizzando i dati pluviometrici ed idrometrici è possibile determinare il grado di buon funzionamento del sistema, così come definito al paragrafo precedente, per ogni sezione critica che dispone di misure di portata. Al fine della verifica si ritiene opportuno considerare solo gli eventi significativi, quelli cioè che superano un valore di portata "Q_{lim}" prefissato per ogni sezione indagata. Si considera quindi la probabilità di accadimento di un tipo di allarme A condizionata al superamento, durante un evento, di Q_{lim}:

$$P(A | Q_{lim}) = \frac{P(A \cap Q_{lim})}{P(Q_{lim})} = \frac{n^{\circ}\text{allarmi}}{n^{\circ}\text{eventi}_{con}_{Q > Q_{lim}}} \quad \text{Eq. (7.1)}$$

In Tabella XXXVIII vengono riportati i risultati dell'analisi per le sezioni critiche considerate. Si evince complessivamente un grado di corretto funzionamento sufficientemente elevato con valori che vanno dal 64.7% per il bacino del Casentino (sezione di Subbiano) al 100% per il bacino dell'Ombrone (sezione di Poggio a Caiano). Su un totale complessivo di 68 eventi individuati, in soli 3 casi si è riscontrato un mancato allarme. In tutti e tre i casi si osserva una portata al colmo di poco superiore alla portata di guardia e, comunque, non si sono verificate esondazioni significative sul territorio.

Tabella XXXVIII. Risultati dell'analisi di affidabilità del sistema di preallerta MIMI sulla base dei dati idropluviometrici storici.

TIPO DI ALLARME	Sezione di Nave di Rosano		Sezione di Subbiano		Sezione di Pontassieve		Sezione di S. Piero a Ponti		Sezione di Poggio a Caiano	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	8	66.67	9	52.94	15	65.21	3	75	11	91.67
GIUSTO ALLARME	2	16.67	2	11.76	4	17.39	0	0	1	8.33
FALSO ALLARME	1	8.33	3	17.66	1	4.35	1	25	0	0
MANCATO ALLARME	1	8.33	1	5.88	1	4.35	0	0	0	0
ALLARME TARDIVO	0	0.00	2	11.76	2	8.70	0	0	0	0
N°eventi significativi	12		17		23		4		12	
Grado di corretto funzionamento [%]	83.34 %		64.7 %		82.6 %		75 %		100 %	

7.4 L'evento di piena del 1966

L'evento di piena verificatosi all'inizio di Novembre del 1966 è da annoverarsi tra i più importanti che hanno interessato il bacino dell'Arno nell'ultimo secolo.

I dati disponibili contano 30 stazioni di misura di precipitazione. Il bacino dell'Arno è stato interessato da 33 ore di pioggia ininterrotta con picchi di intensità che hanno raggiunto i 35 mm/ora alla stazione di Fattoria Renacci (Figura 55). La pioggia totale caduta complessivamente ha toccato punte di quasi 800 mm nella stazione di Prato (Figura 56). La portata massima registrata alla sezione di Nave di Rosano è stata di 3540 m³/s (Moro *et al.*, 1986)

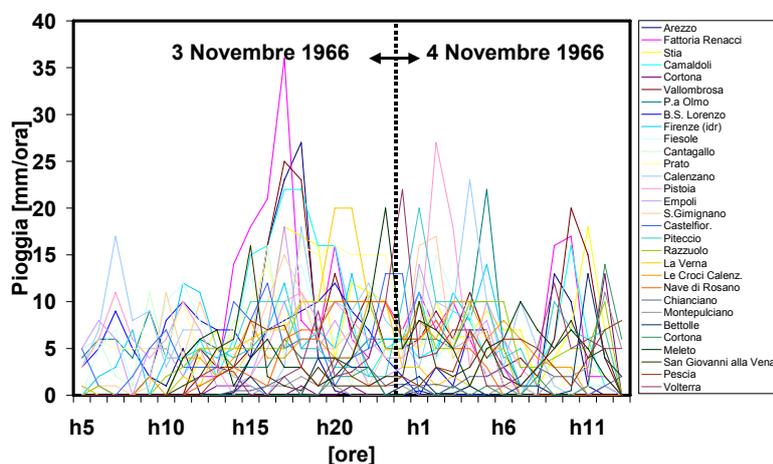


Figura 55. Intensità di pioggia oraria registrata dalle stazioni di misura del bacino dell'Arno durante l'evento catastrofico del 1966.

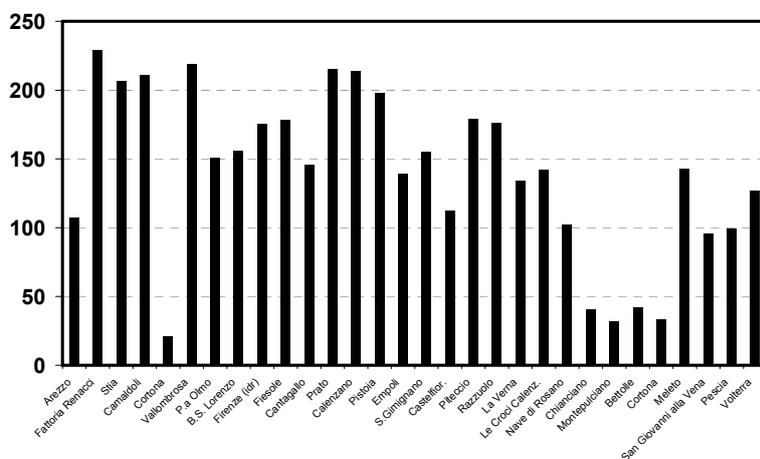


Figura 56. Pioggia totale registrata ai pluviometri durante l'evento del 1966.

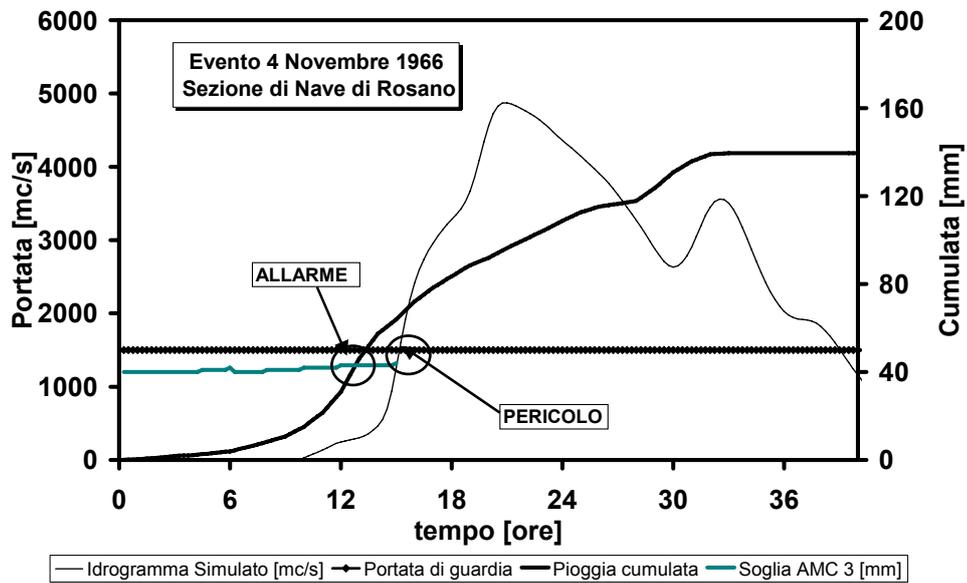


Figura 57. Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Nave di Rosano.

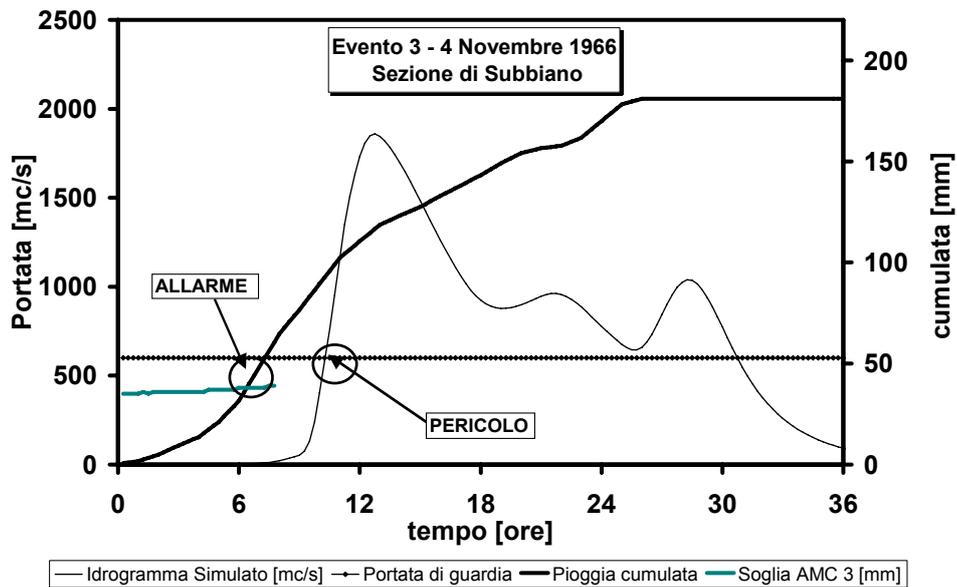


Figura 58. Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Subbiano.

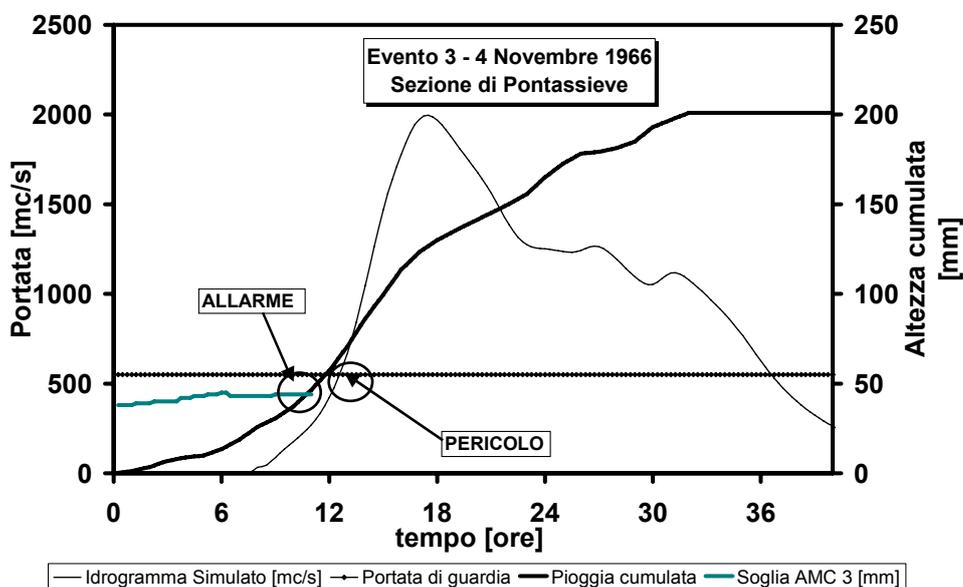


Figura 59. Evento del 4 Novembre 1966 alla sezione di Pontassieve.

Osservando le tre sezioni di Nave di Rosano, Subbiano e Pontassieve (figure precedenti) si nota come il sistema di preallarme MIMI avrebbe segnalato un allarme a partire già dalle prime ore di pioggia. Non essendo disponibili i dati idrometrici, la stima dell'anticipo dell'allarme può farsi eseguendo la trasformazione degli afflussi nei deflussi di piena con il modello FEST98RS (Appendice A). Si può allora notare un anticipo di circa 4 ore alla sezione di Nave di Rosano situata pochi chilometri a monte di Firenze. Bisogna far notare che il modello FEST98RS, nella propagazione della piena, non considera le perdite di volume dovute ai fenomeni di esondazione naturale che si sono verificati un po' ovunque sull'asta dell'Arno e dei suoi affluenti. L'idrogramma simulato è da considerare quindi una sovrastima della portata effettivamente transitata. Se si aggiunge inoltre il fatto che MIMI, nel funzionamento in tempo reale, utilizza i dati di pioggia prevista su un orizzonte temporale di 24 ore, si può certamente affermare che l'allarme sarebbe stato rilevato con un anticipo sufficiente a ridurre l'ammontare del danno derivato dall'esondazione dell'Arno.

ANALISI DI AFFIDABILITÀ: I DATI SINTETICI

8.1 I dati sintetici

L'analisi di affidabilità del sistema di preallerta di piena MIMI condotta con l'analisi dei dati idrometeorologici storici raccolti dalla rete di monitoraggio, ha evidenziato un comportamento del sistema complessivamente buono e variabile da sezione a sezione: la percentuale di buon funzionamento è risultata variabile da un minimo del 64.7% alla sezione di Subbiano fino ad un massimo del 100% alla sezione di Poggio a Caiano. I risultati così ottenuti sono però basati su un campione di eventi non sufficientemente numeroso a garantire la robustezza delle statistiche; basti pensare che il risultato migliore (sezione di Poggio a Caiano) è stato ottenuto da un campione di 12 eventi dei quali, però, solo uno ha superato la portata di guardia.

Per verificare il funzionamento del sistema sulla base di un numero maggiore di eventi, è stato utilizzato un modello stocastico di generazione di dati di pioggia sintetici (Appendice D) con il quale sono stati prodotti 500 anni di serie pluviometriche a scansione oraria. Con la trasformazione degli afflussi nei corrispondenti deflussi di piena alle diverse sezioni critiche mediante il modello idrologico distribuito FEST98RS, si è reso disponibile un campione di piogge cumulate

e idrogrammi di piena sufficientemente ampio per effettuare una analisi di affidabilità più robusta.

8.1.1 Validazione dei dati sintetici puntuali

Punto di partenza per la generazione delle piogge sintetiche sono le stime del valore mensile dei parametri λ , μ_c , β , μ_x e δ (Appendice D). Nella presente tesi sono state usate le stime relative a 14 pluviometri distribuiti sul bacino dell'Arno effettuate nell'ambito del progetto POPSICLE (Burlando, 1997) (Figura 60). Per testare la validità del modello usato e confermare la bontà dei parametri utilizzati si effettua un controllo a campione su alcuni pluviometri distribuiti sul bacino dell'Alto Arno che consiste nell'analisi delle statistiche storiche e del processo estremo.

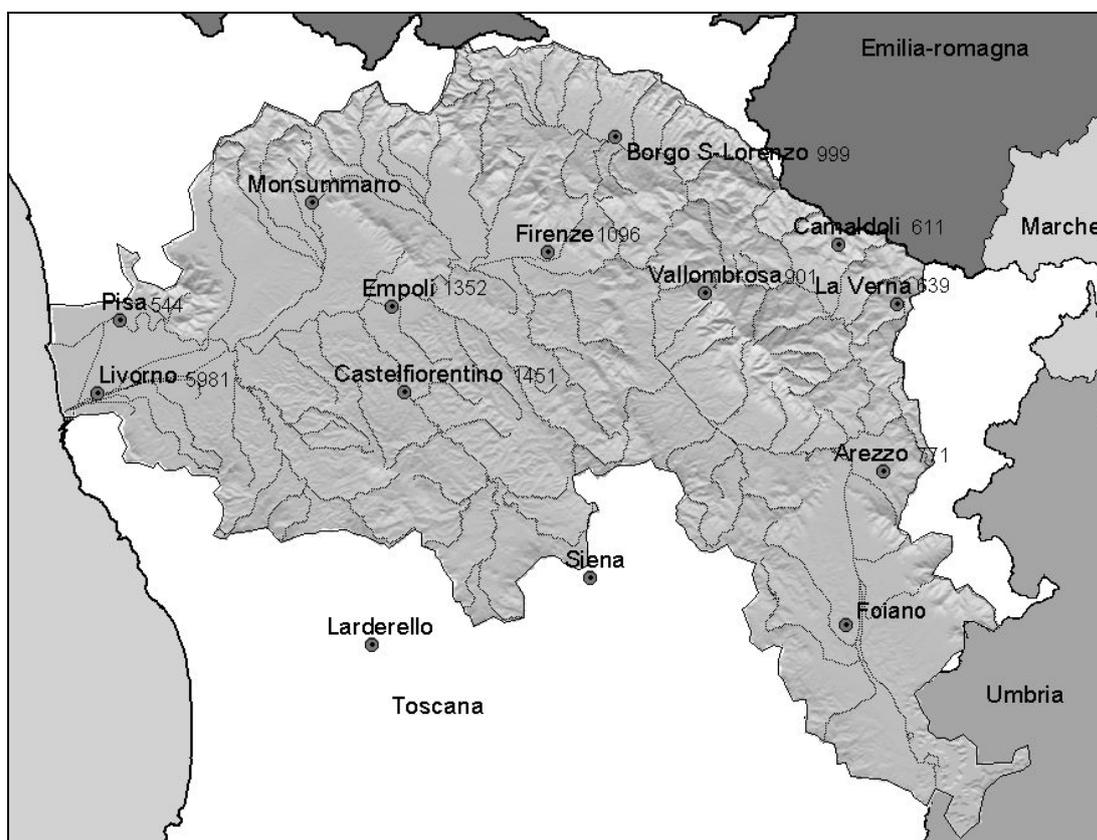


Figura 60. Distribuzione dei pluviometri nell'ambito del progetto POPSICLE sul bacino dell'Arno.

Essendo interessati all'elaborazione di statistiche a partire dai dati sintetici, innanzitutto si è verificata la capacità di riprodurre gli eventi estremi, descritti dalle linee segnalatrici di possibilità pluviometrica che esprimono, per fissato tempo di

ritorno, il legame tra altezza di pioggia e durata dell'evento. Si è così effettuato un confronto tra le linee segnalatrici ricavate dall'elaborazione dei dati storici di massima intensità di pioggia per diverse durate disponibili dall'anno 1923, con le linee segnalatrici elaborate a partire dalle serie temporali di 500 anni di dati sintetici. Dal confronto grafico (Figura 62) si nota una buona capacità di riprodurre gli eventi estremi per tempi di ritorno di 10 e 100 anni che in alcune stazioni (Camaldoli, La Verna, Borgo San Lorenzo, Firenze) raggiunge la quasi perfetta sovrapposizione.

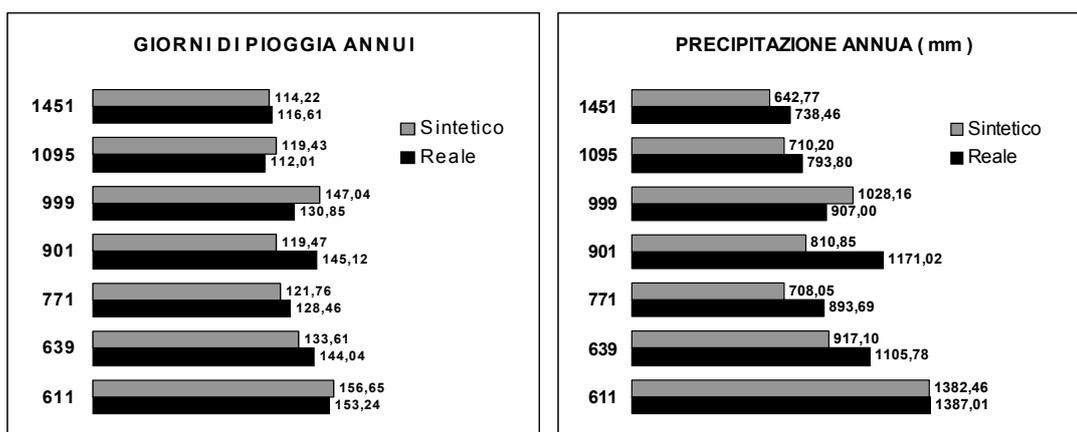


Figura 61. Confronto tra giorni medi di pioggia annui e precipitazione media risultati dall'esame dei 500 anni di dati sintetici e dei dati storici per gli anni compresi tra il 1992 e il 2000.

Alle piogge sintetiche è chiesto non solamente la capacità di riprodurre gli eventi estremi ma, in generale, di descrivere nel modo più congruo la climatologia delle precipitazioni locali per raffrontarsi con degli eventi di pioggia con caratteristiche simili a quelli reali. Per questo motivo, è stata operata una ulteriore verifica mettendo a confronto il numero medio di giorni di pioggia e la precipitazione media a scala annuale. Si osserva (Figura 61) che i dati relativi ai giorni di pioggia annui e alla precipitazione annua ottenuti con le piogge sintetiche ben si adattano a quelli reali, tenendo in considerazione il fatto che questa analisi è stata effettuata su un set di dati reali che all'epoca della taratura del modello NSRP non era disponibile.

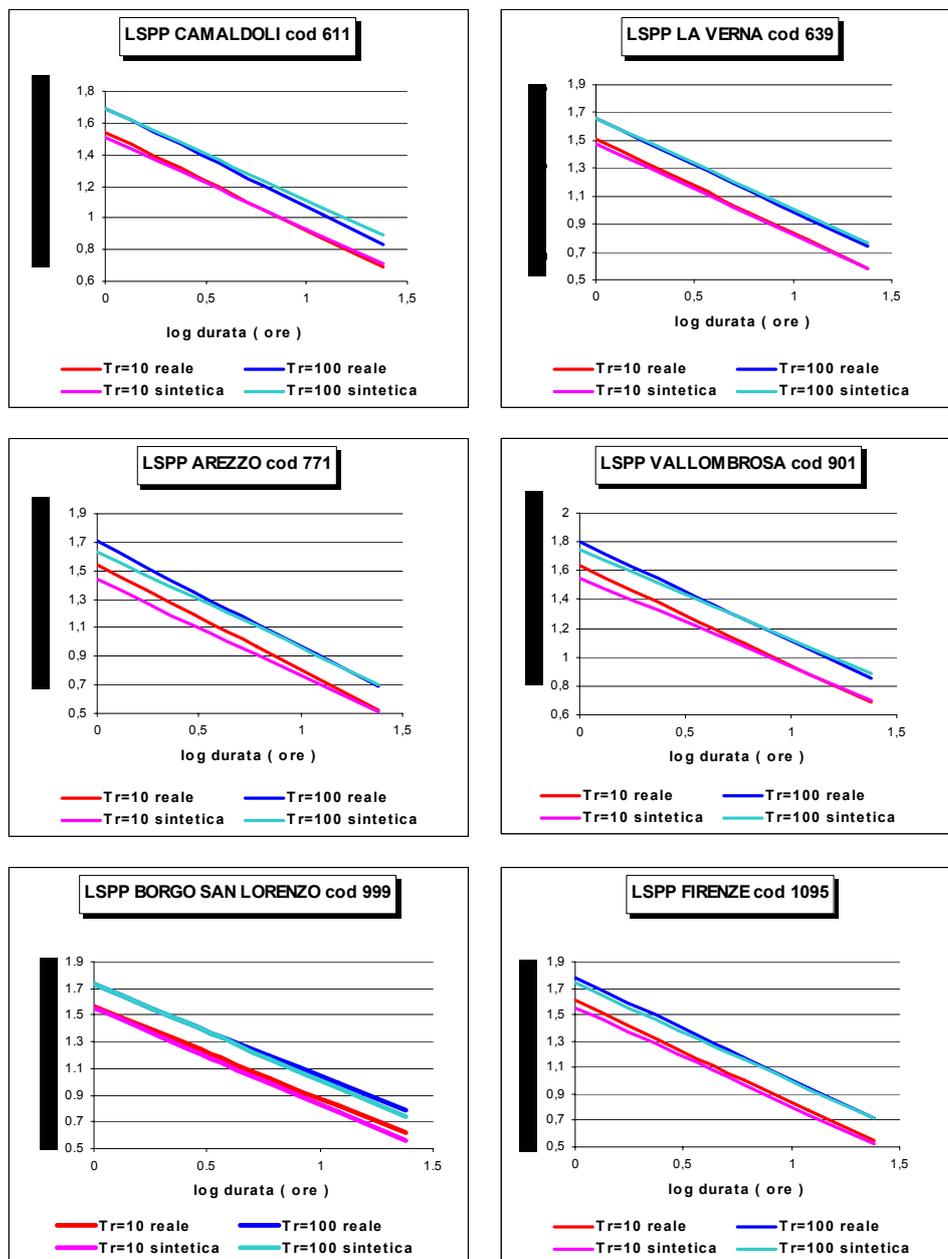


Figura 62. Confronto tra le linee segnalatrici ricavate dall'elaborazione dei dati storici di massima intensità di pioggia per diverse durate disponibili dall'anno 1923, con le linee segnalatrici elaborate a partire dalle serie temporali di 500 anni di dati sintetici.

8.1.2 I pluviometri rappresentativi

Il modello stocastico NSRP viene utilizzato per la generazione di serie temporali di pioggia a scala puntuale e non tiene conto della struttura di correlazione della

variabilità spaziale che descrive il campo di pioggia (non può essere usato quindi per generare mappe di pioggia). Ai fini dell'analisi condotta in questa tesi, tale metodologia è stata ritenuta sufficiente a rappresentare le caratteristiche delle precipitazioni dei bacini indagati. A supporto dell'adozione di un campo di pioggia omogeneo nello spazio, va osservato che gli eventi di piena reali sono causati da campi di pioggia che investono la quasi totalità del bacino.

I parametri puntuali del modello NSRP sono stati distribuiti nello spazio con il metodo del Kriging (Krige, 1966) (Figura 63). Per ogni bacino sotteso da una sezione critica è stato così individuato un "pluviometro rappresentativo" situato in posizione baricentrica, caratterizzato dal valore dei parametri derivante dalla mappa precedentemente creata. I campi di pioggia così ottenuti sono stati usati come dato di ingresso al modello idrologico distribuito FEST98RS generando così una serie continua di idrogrammi per ogni sezione critica.

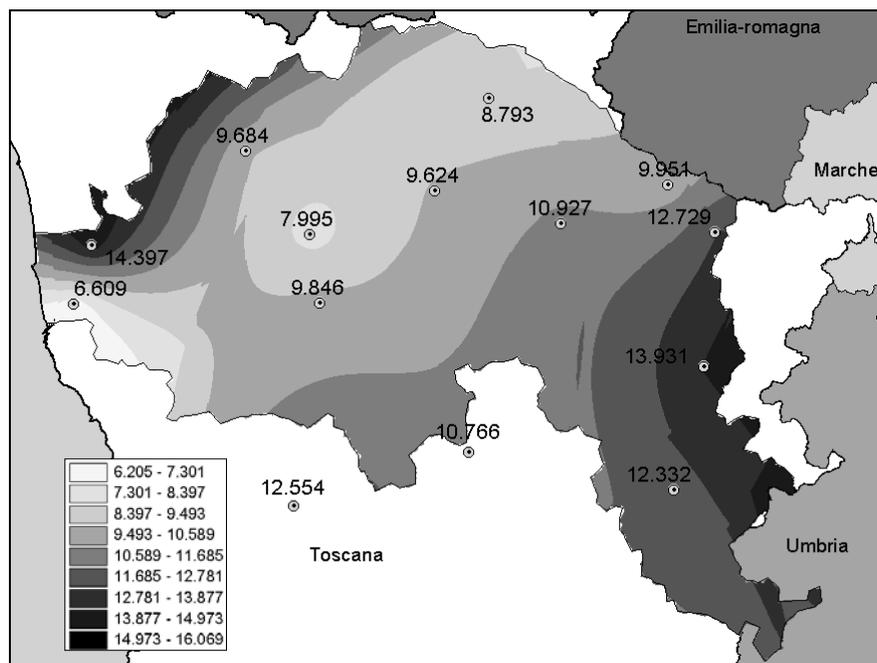


Figura 63. Mappa del parametro μ_c nel mese di Gennaio derivata dall'interpolazione dei dati puntuali mediante la tecnica del Kriging.

8.2 Risultati dell'analisi di affidabilità

Dall'analisi delle serie di dati di pioggia generati con il modello stocastico e di portate ottenute con il modello idrologico FEST98RS, è stato valutato il funzionamento del sistema di preallerta MIMI. Per i criteri e le definizioni adottate si rimanda al Capitolo 7 dedicato all'analisi dei dati storici.

Nelle tabelle seguenti si riportano i risultati dell'analisi di affidabilità per le 13 sezioni critiche individuate sul bacino dell'Arno. Per ogni sezione viene indicato il numero totale degli eventi individuato dal sistema nel processamento dei 500 anni di dati di pioggia, il numero effettivo degli eventi considerati nell'analisi condizionati al superamento di una portata limite, il numero dei "nessun allarme", "giusto allarme", "falso allarme", "mancato allarme" e "allarme tardivo" riscontrati dal sistema e la percentuale di buon funzionamento. Viene indicato, inoltre, il numero degli eventi che hanno fatto registrare una portata al colmo (Q_{max}) superiore alla portata di guardia ($Q_{guardia}$).

Tabella XXXIX. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno.

TIPO DI ALLARME	Sezione di S. G. Valdarno		Sezione di Rignano		Sezione di Nave di Rosano	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	304	47.28	202	37.97	197	49.87
GIUSTO ALLARME	194	30.17	209	39.29	110	27.85
FALSO ALLARME	11	1.71	14	2.63	13	3.29
MANCATO ALLARME	96	14.93	83	15.60	56	14.18
ALLARME TARDIVO	38	5.91	24	4.51	19	4.81
N°eventi significativi	643		532		395	
N°eventi individuati dal sistema	27457		26971		25447	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	328		316		185	
Grado di corretto funzionamento [%]	77.45		77.26		77.72	

Tabella XL. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino del Casentino.

TIPO DI ALLARME	Sezione di Rassina		Sezione di Subbiano	
	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	464	52.72	331	52.54
GIUSTO ALLARME	277	31.48	197	31.27
FALSO ALLARME	79	8.98	36	5.71
MANCATO ALLARME	47	5.34	56	8.89

ALLARME TARDIVO	13	1.48	10	1.59
N°eventi significativi	880		630	
N°eventi individuati dal sistema	40137		38662	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	337		263	
Grado di corretto funzionamento [%]	84.20		83.81	

Tabella XLI. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino della Sieve.

TIPO DI ALLARME	Sezione di Sagginale		Sezione di Vicchio		Sezione di Contea		Sezione di Rufina		Sezione di Pontassieve	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	372	74.55	286	60.72	418	51.93	485	57.88	405	53.71
GIUSTO ALLARME	77	15.43	128	27.18	292	36.27	269	32.10	261	34.62
FALSO ALLARME	15	3.01	19	4.03	37	4.60	36	4.30	43	5.70
MANCATO ALLARME	27	5.41	28	5.94	45	5.59	39	4.65	40	5.31
ALLARME TARDIVO	8	1.60	10	2.13	13	1.61	9	1.07	5	0.66
N°eventi significativi	499		471		805		838		754	
N°eventi individuati dal sistema	27510		27510		27510		27510		26943	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	112		166		350		317		306	
Grado di corretto funzionamento [%]	89.98		87.90		88.20		89.98		88.33	

Tabella XLII. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Ombrone e del Bisenzio.

TIPO DI ALLARME	Sezione di Poggio a Caiano		Sezione di Quarrata		Sezione di S.Piero a Ponti	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	153	76.88	392	73.68	116	44.11
GIUSTO ALLARME	33	16.59	107	20.12	90	34.22
FALSO ALLARME	1	0.50	13	2.44	24	9.13
MANCATO ALLARME	11	5.53	14	2.63	29	11.02
ALLARME TARDIVO	1	0.50	6	1.13	4	1.52
N°eventi significativi	199		532		263	
N°eventi individuati dal sistema	31387		38047		33722	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	45		127		123	
Grado di corretto funzionamento [%]	93.47		93.80		78.33	

Si osserva innanzitutto che il numero degli eventi significativi, cioè quelli condizionati al superamento di una portata minima Q_{lim} , siano in numero sufficiente a garantire la robustezza dell'analisi di affidabilità: il numero di questi eventi varia da un minimo di 199 per la sezione di Poggio a Caiano ad un massimo di 880 per la sezione di

Rassina. Di questi eventi, quelli che hanno superato la portata di guardia vanno da un minimo di 45 sempre per la sezione di Poggio ad un massimo di 350 per la sezione di Contea. La percentuale di buon funzionamento si attesta mediamente al di sopra dell' 85% con punte del 93% per il bacino dell'Ombrone e valori attorno al 77% per le sezioni appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno.

8.3 Distribuzione temporale degli allarmi

Le sezioni critiche che sottendono i bacini idrografici più estesi (Nave di Rosano, Rignano, S. Giovanni Valdarno) sono quelle che hanno mostrato anche una percentuale di buon funzionamento inferiore. Soffermando l'attenzione su queste sezioni, risulta interessante osservare la distribuzione temporale degli allarmi (Tabelle seguenti). Si può notare come la quasi totalità dei mancati allarmi (Tabella XLIV) si verifichi per eventi di durata superiore alle 24 ore, e la maggior parte per eventi superiori alle 72 ore. Questo risultato trova spiegazione nella definizione di evento adottata dal sistema di preallerta. Si ricorda che MIMI individua l'inizio dell'evento quando l'intensità della pioggia ragguagliata supera 1mm/ora e considera terminato l'evento quando non viene registrata pioggia con intensità superiore a 1mm/ora per un periodo pari al tempo di corrivazione del bacino. Le sezioni che sottendono un'area elevata sono caratterizzate da tempi di corrivazione più lunghi che arrivano a 33 ore per la sezione di Nave di Rosano. Può succedere allora che brevi fenomeni di pioggia che superano l'intensità di 1mm/ora prolunghino eccessivamente la durata dell'evento. Se dopo un lungo periodo di pioggia intermittente che non produce effetti sull'idrogramma ha inizio un evento importante che genera portate superiori alla portata di guardia, la cumulata di pioggia viene confrontata con valori di soglia pluviometrica che, per durate elevate, risultano molto alti (Figura 64). L'allarme non viene così riconosciuto.

Tabella XLIII. Distribuzione temporale dei falsi allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno.

FALSI ALLARMI	SEZIONI DELL'ALTA VALDARNO					
	S.G. Valdarno		Rignano		Nave di Rosano	
DURATA EVENTO	N°	%	N°	%	N°	%
D<3 ORE	0	0	0	0	0	0
3<D<=6 ORE	2	20	0	0	0	0
6<D<=12 ORE	1	10	1	7	0	0
12<D<=24 ORE	2	20	0	0	2	15
24<D<=48 ORE	1	10	6	43	4	31

48<D<=72 ORE	2	20	3	21	4	31
D>=72 ORE	2	20	4	29	3	23
TOTALE	10		14		13	

Tabella XLIV. Distribuzione temporale dei mancati allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno.

MANCATI ALLARMI	SEZIONI DELL'ALTA VALDARNO					
	S.G. Valdarno		Rignano		Nave di Rosano	
DURATA EVENTO	N°	%	N°	%	N°	%
D<3 ORE	0	0	0	0	0	0
3<D<=6 ORE	0	0	0	0	0	0
6<D<=12 ORE	0	0	0	0	0	0
12<D<=24 ORE	1	1	1	1	1	2
24<D<=48 ORE	10	13	11	14	3	5
48<D<=72 ORE	21	28	20	24	5	9
D>=72 ORE	44	58	51	61	47	84
TOTALE	76		83		56	

Tabella XLV. Distribuzione temporale dei giusti allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno.

GIUSTI ALLARMI	SEZIONI DELL'ALTA VALDARNO					
	S.G. Valdarno		Rignano		Nave di Rosano	
DURATA EVENTO	N°	%	N°	%	N°	%
D<3 ORE	1	1	1	0	0	0
3<D<=6 ORE	0	0	0	0	0	0
6<D<=12 ORE	3	2	2	1	1	1
12<D<=24 ORE	14	8	17	8	8	7
24<D<=48 ORE	59	36	69	33	34	31
48<D<=72 ORE	44	26	56	27	25	23
D>=72 ORE	45	27	64	31	42	38
TOTALE	166		209		110	

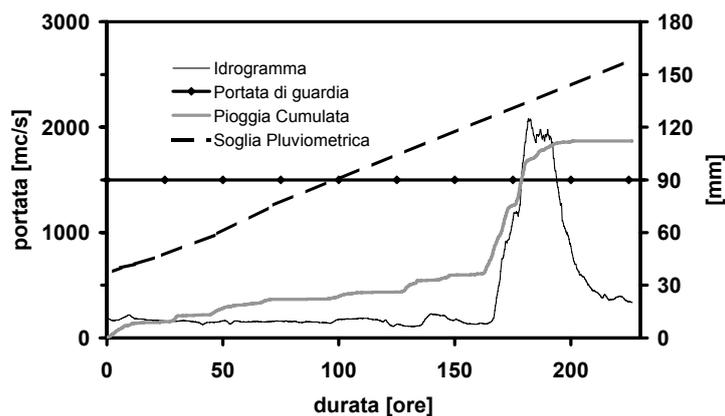


Figura 64. Effetto dell'intermittenza della pioggia sul prolungamento dell'evento per bacini idrografici molto estesi caratterizzati da elevati tempi di corrvazione.

8.4 Modifiche alla definizione di evento pluviometrico

Si è visto come la definizione di evento inizialmente adottata dal modello di preallerta comporti l'eccessivo prolungamento degli eventi pluviometrici caratterizzati dall'intermittenza della pioggia per i bacini con elevato tempo di corivazione. Questo comportamento ha come risultato il riscontro di numerosi allarmi mancati per quelle sezioni che sottendono bacini idrografici estesi.

Una possibile alternativa che consente la riduzione delle fallanze è quella di considerare nella definizione di evento anche il dato di portata. La nuova definizione di evento risulta così formulata: " *Un evento ha inizio quando l'intensità della pioggia ragguagliata oraria sorpassa la soglia di intensità fissata per il bacino e ha fine quando l'intensità di pioggia rimane al di sotto di tale limite per un tempo superiore al tempo di corivazione del bacino su cui si opera o quando il valore della portata risulta essere inferiore alla portata di base nella parte decrescente dell'idrogramma di piena*" (Figura 65).

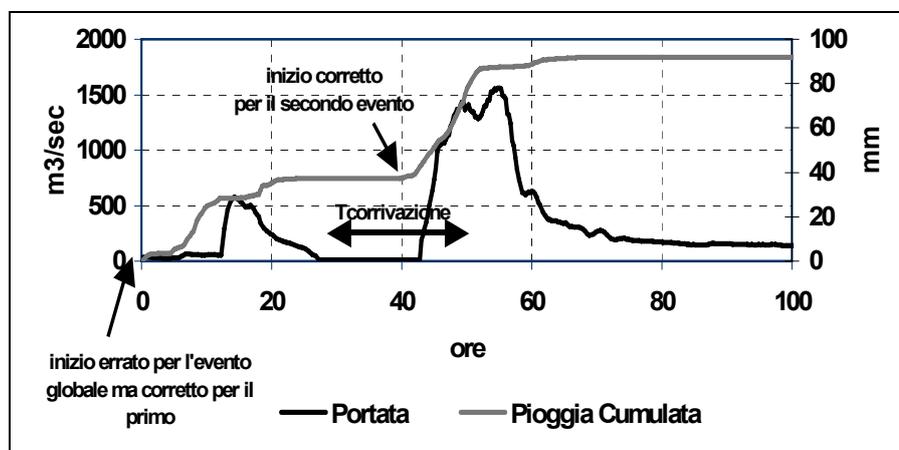


Figura 65. Criterio di individuazione degli eventi adottato dal sistema MIMI modificato con l'utilizzo del dato di portata.

Con questa definizione vengono eliminati gli eventi prolungati dall'intermittenza della pioggia in quanto, superata l'intensità minima di pioggia, se non si osserva un incremento significativo della portata tanto da superare la portata di base, l'evento viene fatto terminare. Quando, nella fase di recessione, l'idrogramma ritorna al di sotto della portata di base, l'evento viene terminato. Viene comunque mantenuto

valido anche il criterio che fa terminare l'evento trascorso un tempo pari al tempo di corrivazione senza pioggia significativa.

Il criterio di separazione automatica degli eventi così modificato comporta un significativo miglioramento del sistema di preallerta per quelle sezioni con elevati tempi di corrivazione. Nella Tabella XLVI si presentano i risultati dell'analisi di affidabilità condotta analizzando gli stessi 500 anni di dati di pioggia sintetica applicando la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata. Si nota un incremento del grado di corretto funzionamento da circa il 77% a valori compresi tra l'84% e l'89% in linea con i risultati raggiunti dalle altre sezioni. Il miglioramento è frutto della riduzione del numero dei mancati allarmi che si riscontravano per eventi di durata superiore alle 24 ore (Tabella XLVII).

Tabella XLVI. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata.

TIPO DI ALLARME	Sezione di S. G. Valdarno		Sezione di Rignano		Sezione di Nave di Rosano	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	234	41.05	145	30.85	201	46.53
GIUSTO ALLARME	277	48.60	277	58.94	164	37.96
FALSO ALLARME	26	4.56	32	6.81	24	5.56
MANCATO ALLARME	30	5.26	12	2.55	34	7.87
ALLARME TARDIVO	3	0.53	4	0.85	9	2.08
N°eventi significativi	570		470		432	
N°eventi individuati dal sistema	65929		55937		73257	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	310		293		207	
Grado di corretto funzionamento [%]	89.65		89.79		84.49	

Tabella XLVII. Distribuzione temporale dei mancati allarmi per le sezioni dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata.

MANCATI ALLARMI	SEZIONI DELL'ALTA VALDARNO					
	S.G. Valdarno		Rignano		Nave di Rosano	
DURATA EVENTO	N°	%	N°	%	N°	%
D<3 ORE	0	0	0	0	0	0
3<D<=6 ORE	4	13	2	17	0	0
6<D<=12 ORE	3	10	3	24	0	0
12<D<=24 ORE	21	70	5	42	0	0
24<D<=48 ORE	2	7	2	17	1	3
48<D<=72 ORE	0	0	0	0	9	26
D>=72 ORE	0	0	0	0	24	71
TOTALE	30		12		34	

8.5 Tempi medi di preallarme

Facendo riferimento ai GIUSTI ALLARMI riscontrati nel processamento dei 500 anni di dati di pioggia sintetica è possibile stimare i tempi medi di preallarme. Con tempo di preallarme si intende il tempo che intercorre tra il superamento della soglia pluviometrica e il superamento della portata critica. In Tabella XLVIII si nota come il sistema garantisca un tempo medio di preallarme di almeno 1 ora per i bacini più piccoli. Tale valore può superare le 5 ore per i bacini idrografici con maggiore estensione. Va fatto notare che i tempi di preallarme così calcolati non tengono conto dell'ulteriore incremento che può essere indotto dai dati di pioggia prevista. I dati in ingresso al sistema funzionante in tempo reale comprendono, infatti, mappe di pioggia prevista con un anticipo di 24 ore.

Tabella XLVIII. Tempi medi di preallarme

SEZIONE CRITICA	Tempo di preallarme (ore)
S.G. VALDARNO	5
RIGNANO	5.30
NAVE DI ROSANO	3.30
RASSINA	2.30
SUBBIANO	3
SAGGINALE	1.15
VICCHIO	1.30
CONTEA	2.10
RUFINA	2
PONTASSIEVE	2.30

CONCLUSIONI

Si è visto come negli ultimi anni sia cresciuta la sensibilità verso i disastri naturali ed in particolare verso i danni conseguenti alle alluvioni. Questa tendenza è dovuta all'incremento della frequenza degli eventi alluvionali e all'aumento dei danni economici che risultano maggiori anche per l'aumentato valore dei beni esposti al rischio.

L'Italia è una nazione che per la natura del suo territorio è stata interessata storicamente da eventi alluvionali. Forse anche per questo motivo la scuola idraulica italiana ha sempre occupato i primi posti nel panorama scientifico mondiale a partire già dal XV secolo con i progetti della mente eccelsa di Leonardo da Vinci al quale si possono far risalire le prime opere strutturali di difesa dal pericolo di inondazione. Ma è solo recentemente, grazie allo sviluppo delle tecnologie informatiche e delle telecomunicazioni, che si vanno sviluppando i sistemi di allerta di piena in tempo reale finalizzati alla riduzione della vulnerabilità del territorio.

Data la dimensione territoriale che caratterizza la maggior parte dei bacini idrografici italiani, con aree che raramente superano i 1000 km², la conoscenza a priori della pericolosità di un campo di precipitazione atteso od osservato può aumentare l'orizzonte temporale del preannuncio di piena aumentando così i benefici derivanti. Questo tipo di sistema di preallarme ha il pregio di sintetizzare in un valore di altezza di pioggia critica tutta la complessità dei fenomeni alla base

della formazione delle piene fluviali. Proprio per questo motivo l'analisi idrologica a priori deve garantire la corretta rappresentazione dei fenomeni di piena in un bacino idrografico. Scopo di questa tesi è stato allora quello di approfondire la conoscenza sui processi idrologici nella modellistica di piena per verificarne i vantaggi nella definizione del modello di preallerta in tempo reale per il bacino del fiume Arno.

La quantità di pioggia che, per assegnata durata, induce la crescita dell'idrogramma di piena fino al raggiungimento della portata di guardia in una prefissata sezione fluviale, definita anche "soglia pluviometrica", è stata valutata come soluzione inversa della classica trasformazione degli afflussi meteorici nei deflussi di piena. Per ridurre l'incertezza associata alla non linearità della trasformazione afflussi-deflussi, sono stati considerati tre gradi di umidità del suolo all'inizio dell'evento di piena, parametrizzati con l'indice di pioggia antecedente (API) del Soil Conservation Service e tre differenti tipi di ietogrammi di pioggia caratterizzati da intensità costante, linearmente crescente e decrescente, che descrivono gli andamenti tipici degli eventi di pioggia che si verificano nei climi temperati (Figura 66).

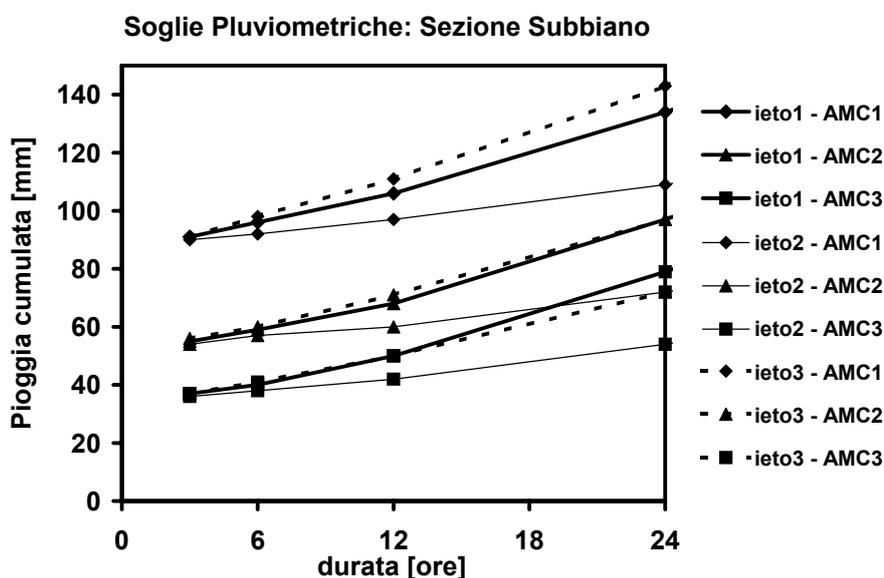


Figura 66. Soglie pluviometriche di preallerta per la sezione critica di Subbiano (bacino del Casentino).

Il classico strumento dell'idrologia che fa uso di modelli di tipo concentrato è stato messo a confronto con un modello idrologico di piena spazialmente distribuito (FEST98RS), sviluppato presso il DIAR del Politecnico di Milano. Seppure implementando un modello concentrato basato sull' idrogramma unitario istantaneo geomorfologico capace di rappresentare la non linearità del fenomeno di formazione e propagazione della piena, la preferenza è andata al modello distribuito ritenuto più capace di descrivere la risposta idrologica dei bacini considerati. Le soglie pluviometriche derivate col modello distribuito sono risultate più cautelative e quindi preferibili per l'implementazione iniziale del modello di preallarme di piena.

Il modello semiconcettuale dell'SCS-CN sviluppato per i suoli degli Stati Uniti d'America ha trovato applicazioni in tutto il mondo anche nella modellistica idrologica delle piene fluviali, rappresentando un ottimo compromesso tra buona rappresentazione del processo di formazione del deflusso superficiale, facilità di applicazione e ridotto grado di parametrizzazione. Tuttavia l'esportazione verso applicazioni al di fuori dei territori per i quali è stato sviluppato il metodo necessita alcune attenzioni. Dall'analisi di numerosi eventi di piena registrati in diverse sezioni fluviali, è stata dimostrata l'incapacità del metodo di rappresentare correttamente il grado di umidità del suolo precedente gli eventi di piena, punto focale della modellistica idrologica (Figura 67).

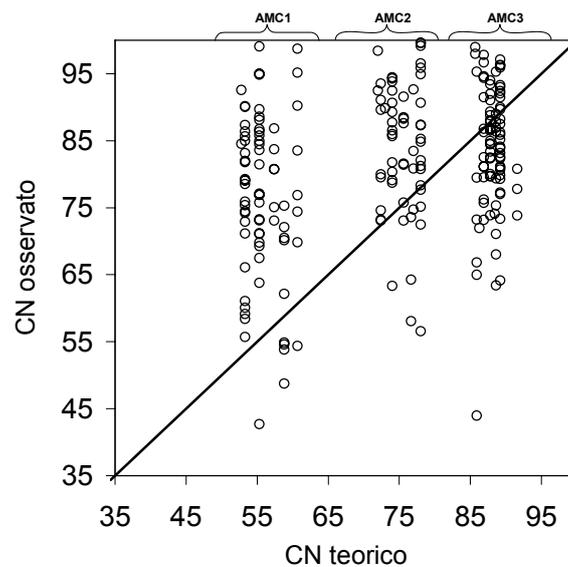


Figura 67. Rapporto tra il CN teorico, ottenuto applicando il metodo SCS, e il CN osservato per gli eventi esaminati.

L'analisi condotta ha allora cercato di apportare delle modifiche al metodo originale adattandolo alla natura dei bacini idrografici italiani, preservando la struttura globale del metodo e la sua semplicità applicativa. La semplice relazione empirica adottata, che fa dipendere l'indice di umidità antecedente dalla pioggia e dall'indice topografico medio del bacino (Figura 68), rende il metodo dell'SCS-CN applicabile alla realtà dei bacini idrografici indagati, riducendo la percentuale di errore nella valutazione del volume di piena.

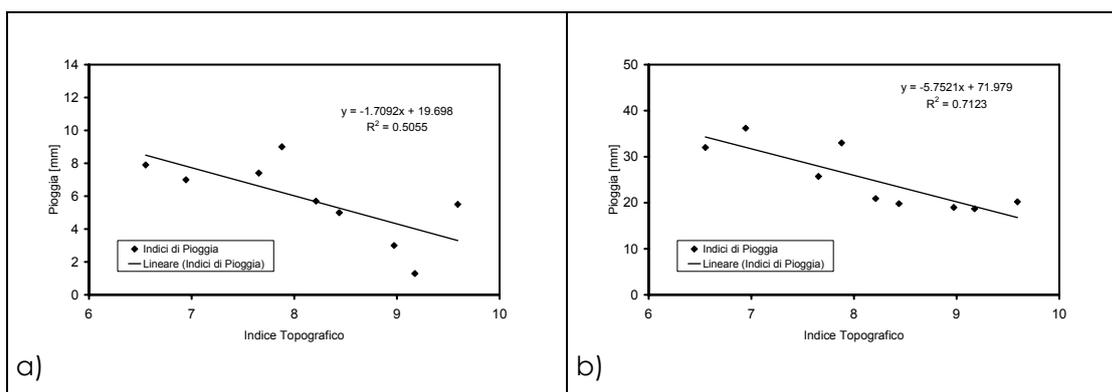


Figura 68. Legame tra le soglie pluviometriche inferiori (AMC1/AMC2) (a) e superiori (AMC2/AMC3) (b) e gli indici topografici dei bacini.

Lo strumento di preallarme di piena basato sulle soglie pluviometriche, essendo per sua natura un confronto tra un indice sintetico di pericolosità della precipitazione (la soglia, appunto) ed un precursore globale dell'entità della piena in corso espresso dalla quantità di pioggia lorda complessivamente caduta durante l'evento, può non essere in grado di rappresentare gli effetti della variabilità spaziale del campo di precipitazione. Per ovviare a questo problema, accentuato soprattutto allorché in fase di evento la rete pluviometrica si modifica a causa di possibili interruzioni di comunicazione, si è cercato di introdurre nel processo di ragguaglio della pioggia all'area, l'effetto della risposta locale alla sollecitazione meteorica definendo il peso geomorfologico. Questa innovativa metodologia quantifica l'effetto che la pioggia ha sulla risposta idrologica del bacino tenendo conto della morfologia locale, della capacità di infiltrazione del terreno e della distanza dalla sezione di chiusura del bacino (Figura 69).

L'applicazione del metodo agli eventi di piena registrati nel periodo compreso tra il 1992 e il 2000 ha mostrato differenze nel calcolo della cumulata di pioggia mai superiori al 7%. Il comportamento del sistema di allerta è risultato lo stesso sia

adottando i metodi classici di ragguaglio della pioggia sia facendo uso dei pesi geomorfologici.

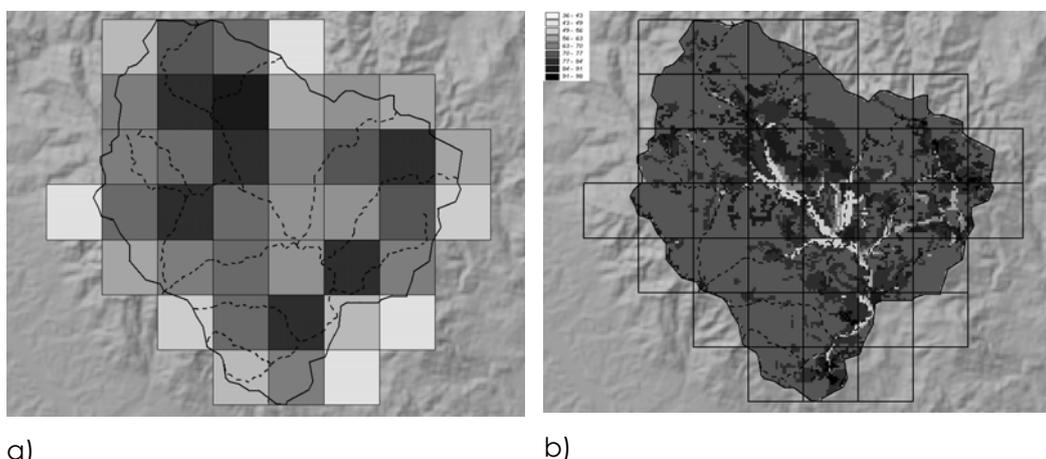


Figura 69. a) Mappa dei pesi geomorfologici per il bacino del Casentino relativi a durata 6 ore ed AMC2; b) mappa del CN.

La metodologia è risultata comunque significativa nel suo complesso e meritevole di un ulteriore approfondimento soprattutto estendendo l'orizzonte temporale dell'analisi.

La ricerca sui processi idrologici sviluppata nel corso della tesi ha così condotto alla definizione del sistema di preallerta di piena basato su soglie pluviometriche. Una prima analisi di affidabilità è stata valutata sulla base degli eventi storici registrati a partire dall'anno 1992. Ne è risultato un grado di corretto funzionamento del sistema per le diverse sezioni monitorate compreso tra circa il 64% e il 100% (Tabella XLIX), anche se le statistiche sono basate su un campione di eventi non sufficientemente esteso.

Tabella XLIX. Risultati dell'analisi di affidabilità del sistema di preallerta MIMI sulla base dei dati idropluviometrici storici.

TIPO DI ALLARME	Sezione di Nave di Rosano		Sezione di Subbiano		Sezione di Pontassieve		Sezione di S. Piero a Ponti		Sezione di Poggio a Caiano	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	8	66.67	9	52.94	15	65.21	3	75	11	91.67
GIUSTO ALLARME	2	16.67	2	11.76	4	17.39	0	0	1	8.33
FALSO ALLARME	1	8.33	3	17.66	1	4.35	1	25	0	0
MANCATO ALLARME	1	8.33	1	5.88	1	4.35	0	0	0	0
ALLARME TARDIVO	0	0.00	2	11.76	2	8.70	0	0	0	0

N°eventi significativi	12	17	23	4	12
Grado di corretto funzionamento [%]	83.34 %	64.7 %	82.6 %	75 %	100 %

L'analisi di affidabilità condotta sugli eventi di pioggia generati con un modello stocastico ha comunque confermato che il sistema di preallerta mantiene il suo buon funzionamento al di sopra del 77% con un massimo del 94%.

Si è verificato, inoltre, che le prestazioni del sistema possono essere migliorate con l'adozione di una definizione di evento modificata facente uso anche del dato di portata. Assimilare, infatti, il dato di portata nella catena previsionale, permette di ovviare all'artificioso prolungamento dell'evento indotto dal fenomeno dell'intermittenza della pioggia. La sensibilità a questo fenomeno aumenta all'aumentare dell'area del bacino a causa dell'incremento di variabilità spaziale della pioggia. Per le sezioni monitorate caratterizzate dai bacini idrografici più estesi si è visto come, attuando la modifica al metodo di riconoscimento dell'evento, le prestazioni del sistema possono aumentare dal 77% ad un minimo del 84% di buon funzionamento (Tabella L).

Tabella L. Risultati dell'analisi di affidabilità condotta con i dati di pioggia sintetica e gli idrogrammi di piena da essi generati per le sezioni critiche appartenenti al bacino dell'Alta Valdarno. Si adotta la definizione di evento modificata con l'utilizzo del dato di portata.

TIPO DI ALLARME	Sezione di S. G. Valdarno		Sezione di Rignano		Sezione di Nave di Rosano	
	N° eventi	%	N° eventi	%	N° eventi	%
NO ALLARME	234	41.05	145	30.85	201	46.53
GIUSTO ALLARME	277	48.60	277	58.94	164	37.96
FALSO ALLARME	26	4.56	32	6.81	24	5.56
MANCATO ALLARME	30	5.26	12	2.55	34	7.87
ALLARME TARDIVO	3	0.53	4	0.85	9	2.08
N°eventi significativi	570		470		432	
N°eventi individuati dal sistema	65929		55937		73257	
N°eventi con $Q_{max} > Q_{guardia}$	310		293		207	
Grado di corretto funzionamento [%]	89.65		89.79		84.49	

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] Abbot, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., "An introduction to the European Hydrological System, SHE, 1: History and philosophy of a physically based, distributed modelling system", *Journal of Hydrology*, 87, 45-49, 1986.
- [2] AVI, Aree Vulnerabili Italiane, Catalogo delle informazioni sulle località italiane colpite da frane e da inondazioni, Volume II – inondazioni, *pubblicazione CNR – GNDCI n. 1799*, 1998.
- [3] Bacchi, B., Burlando, P., Rosso, R., Todini, E., "Hydrological models for real-time forecasting", *Proc. Int. Conf. "Arno River Project"*, Florence, pp. 213-252, 1986
- [4] Beven, K., "Distributed models", *Hydrological Forecasting*, Anderson, M.G. and Burt, T.P., Eds., Wiley, New York, 1985.
- [5] Beven, K., Hornberger, G.H., „Assessing the effect of spatial pattern of precipitation in modelling streamflow hydrographs”, *Water Resour. Bull.*, 18(5): 823-829, 1982.
- [6] Bingner, R. L., Theurer, F.D., Cronshey, R.G., R.W.Darden, R.W., "AGNPS 2001 Web Site". Internet at <http://www.sedlab.olemiss.edu/AGNPS.html>, 2001
- [7] Boccaletti, M., Bonini, M., Moratti, G., Sani, F., "Le fasi compressive neogenico – quaternarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento", *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1995/1, 1995.
- [8] Brath, A., Burlando, P., "Prospettive d'impiego di previsioni di pioggia nei sistemi di preannuncio di piena", atti del *XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, vol. 1 – pp. 29-44, 1988a.
- [9] Brath, A., Burlando, P., Rosso, R., "Sensitivity analysis of real-time flood forecasting to on-line rainfall predictions", in *Selected Papers from the Workshop on "Natural Disasters in European Mediterranean Countries"*, edito da F. Siccardi e R.L. Bras, Perugia, Italy, pp.469-488, 1988b.
- [10] Brath, A., Montanari, A., "The effects of the spatial variability of infiltration capacity in distributed flood modelling", *Hydrological Processes*, vol. 14, 2779-2794, 2000.
- [11] Brath, A., Toth, E., "Previsione in tempo reale delle piene fluviali, possibilità attuali e prospettive future", in: *La difesa idraulica delle aree urbane*, a cura di U. Maione, A. Brath e P. Mignosa, Editoriale BIOS, Cosenza, pp. 125-178, 2002.
- [12] Brent, R.P., "Algorithms for minimization without derivatives", *Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall*, Chapter 5, 1973

- [13] Burlando, P., G. Grossi, A. Montanari and R. Rosso, "POPSICLE - Production of precipitation scenarios for impact assessment of climate change in Europe", EC Framework III Project RTD EV5V-CT94-0510, Contractor's Final Report of CIRITA Politecnico di Milano, Milano, Italy, 1997.
- [14] Burlando, P., Rosso, R., Cadavid, L., Salas, J.D., "Forecasting of short-term rainfall using ARMA models", *Journal of Hydrology*, Vol. 144, pp.193-211, 1993.
- [15] Busoni, E., Calzolari, C., Torri, D. "Caratteristiche fisiche ed idrologiche del suolo", Rapporto Linea 1, CNR-GNDCI, 1995.
- [16] Carmignani, L., Decandia, F. A., Disperati, L., Fantozzi, P.L., Lazzarotto, A., Liotta, D., Oggiano, G., Tavarnelli, E., "Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno Settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino Settentrionale", *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. 1995/1, 1995.
- [17] Carpenter, T.M., Sperflage, J.A., Georgakakos, K.P., Sweeney, T., Fread, D.L., "National threshold runoff utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems", *Journal of Hydrology*, 224, 21-44, 1999.
- [18] Carrara, A., "Drainage and divide networks derived from high fidelity digital terrain models.", in *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*, edited by C.F. Chung, NATO-ASI series C, 223, D. Reidel, Dordrecht, 1988.
- [19] Castelli, F., Becchi, I., "Sulla gestione economicamente ottimale di misure anti - alluvionali integrate di tipo strutturale e non", in *Atti del XXVI Convegno di idraulica e costruzioni idrauliche*, Catania, 1998.
- [20] Clopper, P.E., "Antecedent moisture considerations in the SCS Curve Number rainfall-runoff model: Dept. Civil Engineering", *Colorado State Univ.*, Fort Collins, CO, 1980.
- [21] Cordova, R.J. & I. Rodriguez-Iturbe, "Geomorfoclimatic estimation of extreme flow probabilities", *Jour. Hydrol.*, 65, 159-173, 1983.
- [22] Croley, T. E., II, "Hydrologic and Hydraulic Computations on Small Programmable Calculators", University of Iowa, Iowa Institute of Hydraulic Research, Iowa City, Iowa, 837 pp., 1977.
- [23] Cunge, J.A., "On the Subject of a Flood propagation computation method", *J. of Hydraulic Research*, vol 7, n2, pp 205-230, 1969.
- [24] Dooge, J.C.I., "Looking for hydrologic laws", *Water Resources Research*, 22, 46S-58S, 1986.
- [25] Dooge, J.C.I., "Parametrization of hydrologic processes." In *Land surface processes*, pp. 243-288, 1982.
- [26] Elter, P., Giglia, G., Tongiorgi, M., Trevisan, L., "Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines", *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 17, 1975.

- [27] ETC/LC (European Topic Centre on Land Cover), "Corine Land Cover. Technical Guide", *European Environment Agency*, 1997.
- [28] Fiorucci, P., La Barbera, P., Lanza, L.G., Minciardi, R., "A geostatistical approach to multisensor rain field reconstruction and downscaling", *Hydrology and Earth System Sciences*, 5:201 – 213, 2001.
- [29] Forsythe, G.E., Malcolm, M.A., Moler, C.B., "Computer methods for mathematical computation", *Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall*, 1977
- [30] Giugni, M., "Il progetto delle opere idrauliche a servizio delle casse di espansione", in *La progettazione della difesa idraulica : Interventi di laminazione controllata delle piene fluviali* : atti del corso di aggiornamento 2-6 ottobre 2000, a cura di U. Maione, A. Brath e Paolo Mignosa, Editoriale Bios, Cosenza, 2001.
- [31] Gupta, K.V., Ed Waymire, Wang, C.T., "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Resources Research*, vol 16, 855-862, 1980.
- [32] Hawkins, R.H., Hjelmfet, A.T. & A.W. Zevenbergen, "Runoff probability storm depth, and Curve Numbers", *Juor. Irr. and Drain. Division, ASCE*, 111, 4, 330-340, 1985.
- [33] Henderson, F.M., "Some properties of the unit hydrograph", *J. Geophys. Res.*, 68, 4785-4793, 1963.
- [34] Klemes, V., "Operational testing of hydrological simulation model", *Hydrol Sci. J.*, 31, 13-24, 1986.
- [35] Krige, D.G., "Two dimensional weighted moving average trend surfaces for ore-evaluation", *Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy*, 66:13-38, 1966
- [36] La Barbera, P., Lanza, L., "Disaggregazione dei processi di pioggia alle scale di bacino", in: *Tempeste Mediterranee: valutazione e previsione degli effetti al suolo*, a cura di CNR-GNDCI, 1996.
- [37] Mancini, M., "Dinamica dell'evento di piena", in *19 Giugno 1996: Alluvione in Versilia e Garfagnana* a cura di R. Rosso e L. Serva, ANPA – ARPAT, Firenze, pp. 145 – 166, 1998.
- [38] Mancini, M., "La modellazione distribuita della risposta idrologica: effetti della variabilità spaziale e della scala di rappresentazione del fenomeno dell'assorbimento", *Tesi di dottorato*, Politecnico di Milano, 1990.
- [39] Mancini, M., Rosso, R., "Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale", ed. Kawwas, M.L., *New directions for surface water modelling*, IAHS, 181, 435-444, 1989.
- [40] Marchi, E., Rubatta, A., "Meccanica dei fluidi : principi e applicazioni idrauliche", pp.630-640, UTET, Torino, 1981.

- [41] Mendicino, G., Sole, A., "Control and evaluation of hydrological phenomena using a gis approach", *Excerpta of the italian contributions to the field of hydraulic engineering*, Volume 13, 1999.
- [42] Meneguzzo, F., Giarola, S., Grippa, G., Zozzini, B., "Mesoscale Operational Rainfall Forecasts in North-Western Tuscany", *Bollettino Geofisico*, 1997.
- [43] Merla, G., "Geologia dell'Appennino settentrionale", *Boll. Soc. Geol. It.*, 70, 1952.
- [44] Merz, B., Plate, E.J., "An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff", *Water Resources Research*, 33, 2909-2922, 1997.
- [45] Montgomery, D. R. and Foufoula-Georgiou, E., "Channel network source representation using digital elevation models", *Water Resour. Res.*, 29 (12), 3925-3934, 1993.
- [46] Moro, A., Mancini, M., "Space/time analysis of the historical precipitation data of the arno basin", *Proc. Int. Conf. "Arno River Project"*, Florence, pp. 185-198, 1986
- [47] Obled, Ch., Wendling, J., Beven, K., "The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data", *J. Hydrol.*, 159: 305-333, 1994.
- [48] Padoin, P., "Operational Organization of the Plan", *Proc. Int. Conf. "Arno River Project"*, Florence, pp. 141-146, 1986
- [49] Ponce V. M., *Engineering Hydrology principles and practices*, Prentice Hall, Englewood Cliff, NJ, 1989.
- [50] Ponce, V. M. and Chaganti, P. V., "Variable – parameter Muskingum – Cunge method revisited", *Journal of Hydrology*, 162, 433 – 439, 1994.
- [51] Ponce, V. M., and Yevjevich, V., "Muskingum – Cunge method with variable parameters", *J. Hydr. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 104(12), pp. 1663-1667, 1978.
- [52] Prudhomme, C., Jakob, D., Svenson, C., "Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments", *J. Hydrol.*, 277, 1-23, 2003.
- [53] Reed, S., Johnson, D., Sweeney, T., "Application and National Geographic Information System Database to Support Two-Year Flood and Threshold Runoff Estimates", *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, Volume 7, Number 3, 2002.
- [54] Reynard, N. S., Prudhomme, C., Crooks, S. M., "The flood characteristics of large U.K. rivers: potential effects of changing climate and land use", *Climatic Change*, 48, 343–359, 2001.
- [55] Rodriguez-Iturbe, I., Gonzalez-Sanabria, M., "A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph", *Water Resources Research*, vol 18, 877-886, 1982.
- [56] Rodriguez-Iturbe, I., Gonzalez-Sanabria, M., Caamano, G., "On the climatic dependence of the IUH: A rainfall-runoff analysis of the Nash model and the geomorphoclimatic theory", *Water Resources Research*, vol 18, 887-903, 1982.

- [57] Rodriguez-Iturbe, I., Valdes, J.B., "The geomorphologic structure of hydrologic response", *Water Resources Research*, 1409-1420, 1979.
- [58] Rosso, R., "An introduction to spatial distributed modeling of basin response", in: *Advances in Distributed Hydrology*, *Water Resources Publications*, 1994.
- [59] Rosso, R., "Effetto serra. Istruzioni per l'uso", editore Esculapio, 1994.
- [60] Rosso, R., "La previsione del rischio alluvionale: regime di piena e portate temibili", in: *La sistemazione dei corsi d'acqua naturali*, a cura di U. Maione e A. Brath, Editoriale Bios, Cosenza, pp.195-228, 1996.
- [61] Rosso, R., "Nash model relation to horton order ratios", *Water Resources Research*, vol 20, 914-920, 1984.
- [62] Shah, S.M.S., O'Connell, P.E., Hosking, J.R.M., "Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models", *Journal of Hydrology*, 175, 89-111, 1996.
- [63] Tarboton, D. G., "A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models", *Water Resources Research*, 33, 309-319, 1997.
- [64] Thiessen, A. H., "Precipitation averages for large areas.", *Monthly Weather Rev.*, 39(7), 1082 – 1084, 1911.
- [65] Todini, E., Lanza, L.G., Ramirez, J.A., "Stochastic rainfall interpolation and downscaling", *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(2), 139–143, 2001.
- [66] Toth, E., Montanari, A., Brath, A., "Real-Time Flood Forecasting via Combined Use of Conceptual and Stochastic Models", *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 24, No. 7, pp. 793-798, 1999.
- [67] Troch, P.A., De Troch, F.P., Brutsaert, W., "Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm events in humid regions", *Water Resour. Res.*, vol 29, 427-434, 1993a.
- [68] Troch, P.A., Mancini, M., Paniconi, C., Wood, E.F., "Evaluation of distributed catchment scale water balance model", *Water Resour. Res.*, 29(6), 1805-1817, 1993b.
- [69] USDA – U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, *National Engineering Handbook*, section 4, Hydrology, Rev. ed., U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., U.S.A, 1972 e 1986.
- [70] Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L., "Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modelling", *J. Hydrol.*, 102, 29-47, 1988.

APPENDICE A

IL MODELLO IDROLOGICO DISTRIBUITO FEST98RS

Il modello idrologico FEST98RS (acronimo di Flash – flood Event – based Spatially – distributed rainfall – runoff Transformation, including Reservoirs System), rientra in quella categoria nota nella letteratura scientifica come modelli idrologici distribuiti. La prerogativa di questo modello è, appunto, quella di simulare la formazione e la propagazione del deflusso di piena considerando la variabilità spaziale dei dati di ingresso e dei parametri che definiscono i processi al suolo con una fine risoluzione spaziale e temporale, permettendo di calcolare l'idrogramma di piena in una qualsiasi sezione lungo il reticolo idrografico (Mancini, 1990 e 1998). La risoluzione spaziale deriva dalle dimensioni della cella elementare in cui si suddivide la superficie del bacino. All'interno di ciascuna cella le proprietà topografiche idrologiche ed idrauliche sono ipotizzate continue ed omogenee, in modo da permettere la parametrizzazione delle equazioni dei singoli processi fisici per la cella in esame e di valutarne poi gli effetti complessivi in termini di portata alle sezioni del reticolo idrografico.

Il modello si divide in tre componenti principali (Figura 70). La prima estrae dalla matrice delle quote (DEM) le direzioni di scorrimento e, quindi, distingue i versanti dal reticolo idrografico (Carrara, 1988; Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993; Tarboton, 1997). Tale distinzione è ottenuta stabilendo un'area di drenaggio minima al di sopra della quale le celle in cui è suddivisa la superficie del bacino vanno a comporre il reticolo di drenaggio alveato.

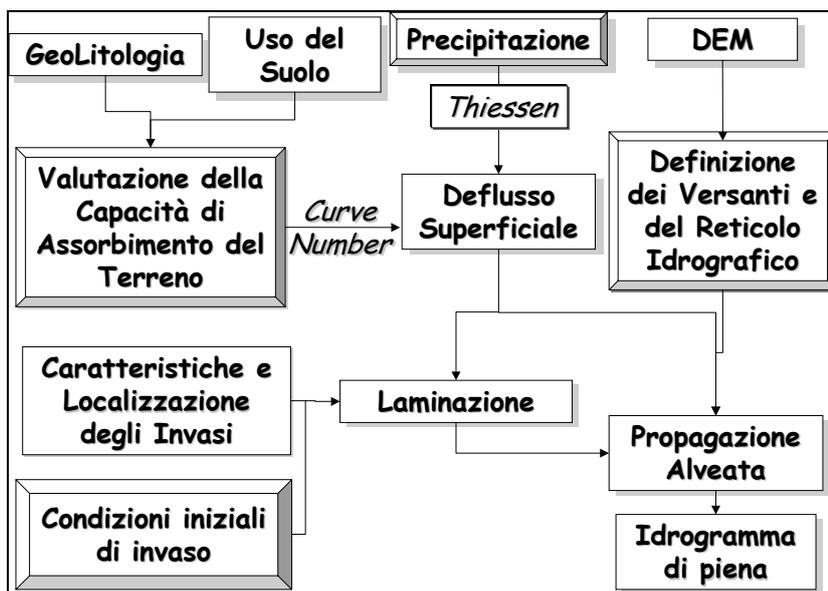


Figura 70. Schema del modello FEST98RS.

Nella seconda parte il modello elabora l'informazione pluviometrica. La pioggia registrata a scala puntuale dai pluviografi presenti sul bacino viene distribuita sull'intero bacino secondo il metodo di Thiessen (1911) o della distanza inversa. Il tasso di ruscellamento in ogni cella viene calcolato tramite la rielaborazione in forma differenziale del metodo globale SCS – CN proposto dal Soil Conservation Service (1972 e 1986). Le condizioni di umidità del suolo antecedenti l'evento sono valutate in base all'indice AMC (acronimo di "Antecedent Moisture Condition"). Esso consente di modificare localmente la massima capacità di ritenzione potenziale del terreno in ragione dello stato di imbibimento e, nel caso di precipitazione distribuita, viene stimato per ogni area di influenza dei pluviografi.

Nella terza parte del modello sono implementate le equazioni che descrivono la propagazione del deflusso superficiale sui versanti, nel reticolo idrografico e nelle opere di invaso.

Il trasferimento del deflusso superficiale sui versanti e nel reticolo idrografico si ottiene con un metodo di propagazione idrologica basato sul metodo Muskingum – Cunge (Cunge, 1969) nella sua forma non lineare, che si basa sul calcolo della celerità di propagazione in rete variabile nel tempo (Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994). Il modello assume, che per un canale di estremi (i) e $(i+1)$, che colleghi due celle secondo la direzione di massima pendenza, valga una relazione lineare tra il volume invasato W nel tratto considerato e la

portata entrante Q_i attraverso la sezione (i) e quella uscente Q_{i+1} attraverso la sezione (i+1):

$$W = k \cdot [\varepsilon \cdot Q_i + (1 - \varepsilon) \cdot Q_{i+1}] \quad \text{Eq. (A.1)}$$

dove k è il coefficiente di invaso ed ε è il fattore di peso che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente. Indicando poi con Q_{i+1}^{j+1} la portata alla sezione (i+1) al tempo (j+1) Δt , dove Δt è l'intervallo di discretizzazione temporale del modello, il metodo Muskingum assume la forma:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j \quad \text{Eq. (A.2)}$$

dove i coefficienti C_i la cui somma deve essere pari all'unità, hanno le espressioni:

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{\Delta t - 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_2 &= \frac{\Delta t + 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_3 &= \frac{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) - \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \end{aligned} \quad \text{Eq. (A.3)}$$

con $k = \frac{\Delta x}{\omega}$ ed $\varepsilon = \frac{1}{2} \cdot \left(1 - \frac{Q}{B \cdot \omega \cdot S_0 \cdot \Delta x} \right)$ (Cunge, 1969) e dove, con riferimento al

generico canale di propagazione dell'onda, $\omega = \frac{dQ}{dA}$ rappresenta la celerità, Δx la

lunghezza, S_0 la pendenza di fondo assunta coincidente con la pendenza topografica, B la larghezza in corrispondenza del pelo libero della sezione idrica ed A l'area della sezione idrica.

L'equazione scritta per ogni cella, viene modificata sommando nella cella di valle (i+1) la portata dovuta al deflusso superficiale, ossia

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j + q_{i+1}^{j+1} \quad \text{Eq. (A.4)}$$

con

$$q_{i+1}^{j+1} = A_0 \cdot \frac{P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]}{\Delta t} \quad \text{Eq. (A.5)}$$

dove $P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]$ è il deflusso superficiale che la cella (i+1) di area A_0 restituisce nell'intervallo temporale $j\Delta t, (j+1)\Delta t$.

Il valore di celerità $\omega_{i,j}$ è assunto variabile nel tempo e nello spazio ed è calcolato in ogni cella come

$$\omega_{i,j}(t) = 5/3 V_{i,j}(t) \quad \text{Eq. (A.6)}$$

in cui $V_{i,j}$ è la velocità media della corrente in ciascuna cella (sul versante o nel reticolo idrografico) calcolata con la formula di Chezy il cui fattore di resistenza viene valutato con l'espressione di Gauckler Strickler. Nel caso di alveo rettangolare, l'espressione della velocità media per la generica cella (i, j) , sarà

$$V = \left(k_s \left(\frac{r_f}{r_f + 2} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot i^{0.5} \right)^{0.75} \cdot \left(\frac{Q}{r_f} \right)^{0.25} \quad \text{Eq. (A.7)}$$

dove k_s è il coefficiente di scabrezza, r_f il rapporto tra la larghezza della sezione e il tirante idrico. Il valore della portata Q_{i+1}^{j+1} è stimata tramite l'espressione suggerita da Ponce e Yevjevich (1978)

$$Q_{i+1}^{j+1} = (Q_i^{j+1} + Q_i^j + Q_{i+1}^j) / 3 \quad \text{Eq. (A.8)}$$

Assumendo una portata variabile nel tempo, è quindi possibile modificare le celerità nei singoli tratti del reticolo idrografico in modo dinamico rispetto al processo di formazione della piena. Questa impostazione consente di rappresentare meglio proprio i rami di risalita e di esaurimento dell'idrogramma rispetto al classico schema a celerità uniforme. Per ciascuna cella del bacino, il calcolo di $V_m(t)$ si basa quindi su una geometria idraulica, che in assenza di un rilievo di dettaglio degli alvei, può ricavarsi ipotizzando che la sezione idraulica del canale o del versante sia rettangolare e omotetica, ossia che il rapporto ($r_f = B/y$) tra la larghezza in sommità B e il tirante idrico y sia costante in diversi tronchi del reticolo idrografico.

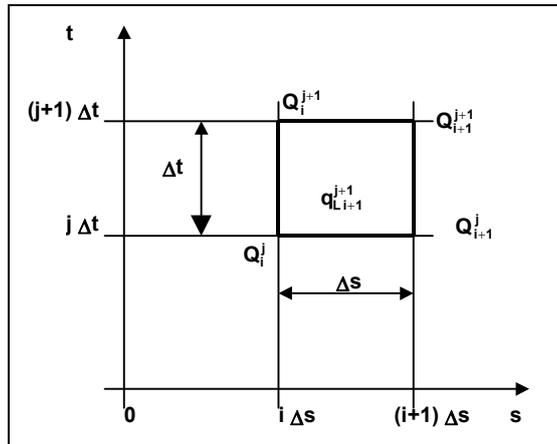


Figura 71. Discretizzazione spazio temporale nel metodo Muskingum – Cunge.

Il modello FEST98RS può tenere conto anche della presenza di invasi artificiali lungo il reticolo idrografico. La propagazione dell'idrogramma di piena all'interno di ciascun invaso viene rappresentata tramite l'integrazione dell'equazione di continuità del serbatoio, in cui sia la portata uscente che la variazione di volume invasato nel tempo sono calcolate in base alla geometria idraulica dell'invaso e degli organi di scarico. Per l'impossibilità di risolvere analiticamente il problema non lineare nella legge di efflusso, viene impiegato uno schema di calcolo numerico di Runge – Kutta del quarto ordine. Nel caso degli effetti di laminazione di un invaso tale schema consente un soddisfacente compromesso tra sforzo computazionale e precisione del risultato.

APPENDICE B

IL METODO DEL SOIL CONSERVATION SERVICE

B.1 Le basi del modello del Curve Number

Il modello classico dell'SCS (1972) definisce quattro tipi di deflusso:

- ❑ Deflusso a canale (Channel runoff)- avviene quando la pioggia cade direttamente in un corpo idrico, oppure sulle superfici impermeabili di una installazione per la misura del deflusso
- ❑ Deflusso superficiale (Surface runoff)- avviene soltanto se l'intensità di pioggia risulta essere più elevata del tasso di infiltrazione
- ❑ Deflusso sub-superficiale (Subsurface runoff)- avviene quando la pioggia percolando incontra una zona sotterranea a trasmissione idraulica inferiore.
- ❑ Deflusso sotterraneo (Base Flow)- avviene prevalentemente dove esiste un forte flusso da sorgenti naturali.

In un generico bacino idrografico non necessariamente sono presenti tutti e quattro i tipi di deflusso superficiale. Per questo motivo l'SCS propone lo studio del clima come un indicatore della presenza dei diversi tipi di deflussi.

Considerando dei bacini di piccole dimensioni, è stato osservato che le regioni aride tendono ad avere prevalentemente deflusso superficiale, mentre le regioni umide tendono a presentare un deflusso sub-superficiale. Tali risultati però, sono soltanto il frutto di osservazioni su bacini reali e non hanno un fondamento teorico; a dimostrazione di ciò si può dire che la frequenza con cui si trova deflusso sub-superficiale in bacini aridi aumenta moltissimo nel caso in cui si abbia una lunga serie di precipitazioni.

Il metodo del Soil Conservation Service stima il deflusso diretto tramite l'uso dei Curve Numbers; con tale modello si tiene conto di due dei quattro tipi di deflusso, il deflusso superficiale e quello sub-superficiale: ad un Curve Number più elevato corrisponde una maggiore influenza del deflusso superficiale, ai danni di quello sub-superficiale.

Ricerche hanno dimostrato che l'accuratezza del metodo diminuisce per Curve Number molto bassi, ovvero in una situazione con prevalenza del deflusso sub-superficiale.

B.2 La tecnica dell'SCS Curve Number

Il metodo proposto dal Soil Conservation Service noto come metodo del numero di curva, assume il volume specifico di deflusso superficiale, P_e , proporzionale alla precipitazione cumulata lorda, P , depurata dell'assorbimento iniziale, I_a , secondo il rapporto tra volume specifico infiltrato, F , e volume specifico di saturazione del terreno, S :

$$P_e = \frac{(P - I_a)F}{S} \quad \text{Eq. (B.1)}$$

Dall'equazione di continuità si ha che F è uguale a:

$$F = P - I_a - P_e \quad \text{Eq. (B.2)}$$

per cui sostituendo ad F , nella (B.1), questa sua espressione si ottiene:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad \text{Eq. (B.3)}$$

Il volume di saturazione, S , dipende dalla natura del terreno e dall'uso del suolo, globalmente rappresentati dal parametro CN, secondo la relazione:

$$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad \text{Eq. (B.4)}$$

dove $0 < CN \leq 100$, e S_0 è un fattore di scala, che riflette l'unità di misura adottata e che per valori di S , F , P_0 e P misurati in mm, è pari a 254mm, ovvero 10 inches.

Il metodo dell'SCS-CN prevede quindi due parametri, I_a e S , ovvero CN. In realtà I_a rappresenta un volume specifico di pioggia sottratto a priori dal bilancio in esame, che descrive in modo globale numerosi processi differenti, come l'intercettazione da parte della vegetazione, l'accumulo in depressioni superficiali e l'imbibimento iniziale del terreno. Così definito, esso risulterebbe di difficile taratura, dovendo tenere conto di fattori climatici, geopedologici, ed antropici assai complessi. Poiché dai dati sperimentali questo parametro risulta abbastanza correlato con il volume specifico di saturazione, S , e soprattutto per ovviare alle difficoltà di taratura, la procedura del SCS-CN suggerisce di esprimerne la stima semplicemente come una quota percentuale di S , ponendo $I_a = c \cdot S$, con c generalmente variabile tra 0.1 e 0.2. Di conseguenza, il modello risulta di tipo mono-parametrico, dove S , ovvero CN, è il solo parametro che descrive il fenomeno dell'assorbimento.

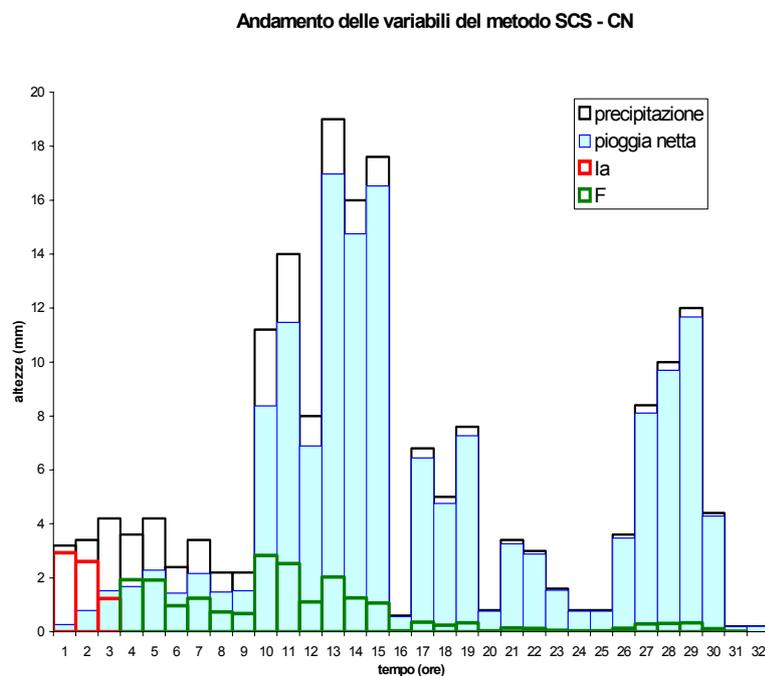


Figura 72. Andamento delle variabili del modello SCS-CN.

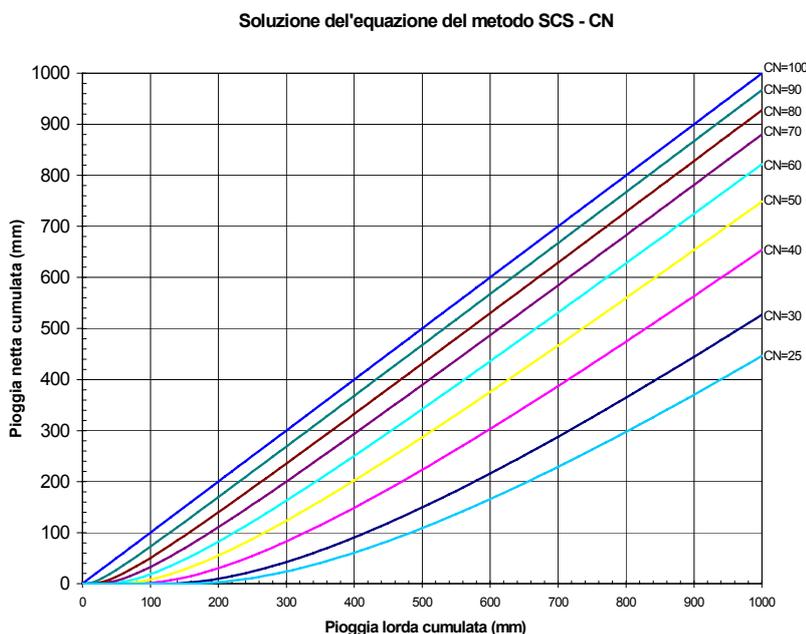


Figura 73. Abaco per la determinazione della pioggia netta cumulata.

B.2.1 Antecedent Moisture Condition

Il parametro CN è un fattore decrescente della permeabilità, intesa come caratteristica globale del tipo e dell'uso del suolo. La determinazione di CN è ottenuta in base ad un criterio associativo di tipo gerarchico in base al (1) grado di umidità del terreno prima dell'evento meteorico esaminato; (2) tipologia pedologica; (3) all'uso del suolo. Tramite il primo fattore il metodo, che descrive un processo di produzione del deflusso di tipo prevalentemente hortoniano, il modello tiene conto implicitamente del contenuto d'acqua del terreno tramite tre classi di umidità, AMC I, AMC II, AMC III, definite secondo l'altezza di pioggia, P_a , caduta nei cinque giorni precedenti l'evento esaminato. Nella seguente tabella sono definite le classi di umidità del suolo in base, appunto, a P_a e alla stagione di riferimento.

Tabella LI. Classi di umidità del suolo.		
Classe AMC	Stagione di riposo	Stagione di sviluppo
I	$0 \leq P_a \leq 12.7$	$0 \leq P_a \leq 35.5$
II	$12.7 \leq P_a \leq 27.9$	$35.5 \leq P_a \leq 53.3$
III	$P_a \geq 27.9$	$P_a \geq 53.3$

Per ogni classe di AMC sono tabellate quattro classi di litologia e otto classi principali di uso del suolo. Il passaggio dai valori di CN per la condizione AMC II a quella AMC I ed AMC III sono stati ottenuti (Hawkins *et al.*, 1985), correlando i valori di S calcolati per il grado di umidità precedente AMC I ed AMC II con quelli ricavati dai valori di CN per AMC II e determinando le relazioni:

$$\frac{S_I}{S_{II}} = \frac{S_{II}}{S_{III}} = 2.3 \quad \text{Eq. (B.5)}$$

Tabella LII. Espressioni del CN per le condizioni di umidità precedenti l'evento meteorico in esame

CN per AMC I	CN per AMC II
$CN_I = \frac{CN_{II}}{2.3 - 0.013CN_{II}}$	$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.43 - 0.0057CN_{II}}$

I valori di CN per la condizione AMC II, ci vengono forniti da apposite tabelle, che li abbinano alle diverse classi di litologia e alle otto classi di uso del suolo.

B.2.2 Litologia e Uso del Suolo

Le classi di litologia vengono denominate con A, B, C, e D, riferendosi rispettivamente alla classica suddivisione di terreni permeabili (sabbie/ghiaie con alti capacità di infiltrazione e bassi deflussi); poco permeabili; poco impermeabili; impermeabili (argille con bassissime capacità di infiltrazione e di conseguenza un deflusso potenziale molto alto).

La copertura è rappresentata dalle otto classi di usi del suolo abbinate alle sottoclassi dei trattamenti e delle condizioni idrologiche; per quanto riguarda gli usi del suolo essi sono:

- *Arato*- dove il terreno è lasciato il più spoglio possibile, per conservare l'umidità necessaria per rendere più agevole la crescita del raccolto; potenzialmente la condizione più favorevole allo sviluppo di deflusso superficiale. Inoltre le perdite dovute al deflusso superficiale vengono sopperite grazie alla minor traspirazione.
- *Coltivazione per file*- qualsiasi coltivazione piantata in file abbastanza distanziate le une dalle altre, in modo da lasciare esposta alla pioggia gran parte della superficie del terreno per tutta la stagione di crescita. È equivalente all' *Arato* sia prima della semina che dopo il raccolto.

- *Graminacee*- le coltivazioni sono piantate in file molto ravvicinate in modo da lasciare scoperto il suolo solo durante il periodo della semina e quello subito dopo di essa.
- Seminativo intenso o Praterie
- Pascolo

I TRATTAMENTI DI COPERTURA, vengono abbinati solamente agli usi del suolo precedentemente esposti, e sono solamente tre:

- a linee rette
- secondo le isoipse
- con terrazzamenti

per tali usi del suolo si hanno CONDIZIONI IDROLOGICHE POVERE, se la vegetazione copre meno della metà dell'area oppure se l'area è oggetto di una forte azione di pascolo; BUONE se la vegetazione ricopre più di tre quarti dell'area o se l'azione di pascolo rimane molto leggera.

- *Prato o Bosco*- i prati sono aree dove è vietato il pascolo in modo da lasciare crescere liberamente l'erba generalmente necessaria per fare il fieno.

Per quanto riguarda i boschi è da ricordare che le CONDIZIONI IDROLOGICHE ad essi abbinata sono tre *povere, medie e buone* a seconda della presenza del sottobosco, e dell'azione del pascolo.

- Fattoria
- Strade non asfaltate

Dall'osservazione dei valori di CN tabulati è evidente come l'applicazione del metodo richieda un'accurata conoscenza dell'uso del suolo, più che una conoscenza della litologia. Una corretta stima del grado di umidità antecedente, AMC, è tuttavia indispensabile ai fini di una corretta stima del deflusso superficiale. A tale proposito, l'analisi di sensitività sugli effetti di variazioni di CN sul deflusso superficiale ha messo in evidenza che, a parità di errore in valore assoluto, gli errori sulla valutazione di CN, cioè di S , provocano maggiori distorsioni, sulla stima della pioggia netta rispetto ad errori di valutazione dell'assorbimento iniziale, I_a , e addirittura della pioggia lorda, P (Cordova e Rodriguez-Iturbe, 1983).

In conclusione, se a scala locale e nel caso di un versante la valutazione di CN risulta abbastanza agevole, per le caratteristiche di omogeneità che generalmente

caratterizzano tali scale spaziali, più problematica diventa la stima di CN per un bacino, pur di piccole dimensioni (Busoni *et al.*, 1995). Di conseguenza, l'estrapolazione del metodo alla scala di bacino comporta un passaggio di scala che ha scarso riscontro nella parametrizzazione considerata. Data la non – linearità della eq. (B.3) inoltre, è certamente prevedibile una distorsione della stima qualora la valutazione di CN alla scala maggiore sia condotta attraverso un operatore lineare, quale il valore medio di CN nel dominio spaziale di integrazione (Mancini e Rosso, 1989). Una corretta valutazione della produzione di deflusso superficiale alla scala di bacino, in realtà, dovrebbe fondarsi sull'applicazione dell'equazione (B.3) a scala locale, procedendo quindi all'integrazione spaziale di tale risultato.

Tabella LIII. Valori del CN_{II} per diverse tipologie ed uso del suolo (Soil Conservation Service).

TIPO DI USO DEL SUOLO	Gruppo idrologico del suolo			
	A	B	C	D
1.1.1 Tessuto Urbano continuo	89	92	94	95
1.1.2 Tessuto urbano discontinuo	77	85	90	92
1.2.1 Aree industriali o commerciali	81	88	91	93
1.2.2 Reti stradali e ferroviarie e spazi accessori	98	98	98	98
1.2.3 Aree portuali	81	88	91	93
1.2.4 Aeroporti	72	82	87	89
1.3.1 Aree estrattive	72	82	87	89
1.3.2 Discariche	72	82	87	89
1.3.3 Cantieri	72	82	87	89
1.4.1 Aree verdi urbane	68	79	86	89
1.4.2 Aree sportive e ricreative	49	69	79	84
2.1.1 Seminativi in aree non irrigue	63	74	82	85
2.1.2 Seminativi in aree irrigue	63	74	82	85
2.1.3 Risaie	59	70	78	81
2.2.1 Vigneti	67	77	83	87
2.2.2 Frutteti e frutti minori	65	75	82	86
2.2.3 Oliveti	65	75	82	86
2.3.1 Prati stabili	49	69	79	84
2.4.1 Colture annuali associate a colture permanenti	62	71	78	81
2.4.2 Sistemi colturali e particellari complessi	67	78	85	89

2.4.3 Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali (formazioni vegetali naturali, boschi, lande, cespuglieti, bacini d'acqua, rocce nude, etc.) importanti.	67	78	85	89
2.4.4 Aree agroforestali	45	66	77	83
3.1.1 Boschi di latifoglie	39	61	70	77
3.1.2 Boschi di conifere	39	61	70	77
3.1.3 Boschi misti	39	61	70	77
3.2.1 Aree a pascolo naturale e praterie d'alta quota	40	69	86	89
3.2.2 Brughiere e cespuglieti	39	61	74	80
3.2.3 Aree a vegetazione sclerofilla	39	61	74	80
3.2.4 Aree a vegetazione boschiva in evoluzione	39	61	74	80
3.3.1 Spiagge, dune, sabbie (più larghe di 100 m)	25	55	70	77
3.3.2 Rocce nude, falesie, rupi, affioramenti	68	79	86	89
3.3.4 Aree percorse da incendi	68	79	86	89
3.3.3 Aree con vegetazione rada	68	79	86	89
3.3.5 Ghiacciai e nevi perenni	36	60	73	79
4.1.1 Paludi interne	98	98	98	98
5.1.1 Corsi d'acqua, canali e idrovie	100	100	100	100
5.1.2 Bacini d'acqua	100	100	100	100
5.2.1 Lagune	100	100	100	100

APPENDICE C

L' I.U.H. GEOMORFOLOGICO

C.1 L'idrogramma unitario istantaneo geomorfologico

L'idrogramma unitario istantaneo di un bacino, comunemente indicato con la sigla IUH (acronimo per Instantaneous Unit Hydrograph), viene definito correntemente come l'idrogramma dei deflussi superficiali causati da un ipotetica pioggia netta, istantanea e di volume unitario, uniformemente distribuita sul bacino.

I risultati di alcune ricerche condotte a partire dal 1979 da Rodriguez-Iturbe e Valdes, hanno mostrato che esiste una connessione tra la risposta impulsiva di un bacino e la struttura morfologica del suo reticolo idrografico. A questo particolare tipo di iuh viene dato il nome di GIUH, ossia idrogramma unitario istantaneo geomorfologico.

Nella teoria geomorfologica, l'IUH $h(t)$ di un bacino è interpretato come la funzione di densità di probabilità (f.d.p.) dei tempi di stazionamento delle particelle d'acqua nel bacino. L'espressione del GIUH (Rodriguez-Iturbe e Valdes 1979, Gupta *et al.* 1980) è infatti:

$$h(t) = \sum_{s \in S} p(s) f(t/s) \quad \text{Eq. (C.1)}$$

dove:

S indica l'insieme dei possibili percorsi s che da un punto qualsiasi della rete conducono alla sezione di chiusura

$p(s)$ indica la probabilità che una particella d'acqua percorra proprio la via s

$f(t/s)$ indica la funzione di densità di probabilità dei tempi di stazionamento delle particelle d'acqua nel percorso s

La eq. 7 assume forme diverse a seconda delle formulazioni che si possono proporre per $p(s)$ e $f(t/s)$ e della scelta dell'insieme S dei possibili percorsi s , dipendente dallo schema di gerarchizzazione della rete, che individua i possibili stati nei quali la particella può trovarsi.

L'equazione alla quale si perviene è un'espressione estremamente complessa dell'idrogramma unitario istantaneo e come tale di difficile applicazione; per questo motivo gli stessi Rodriguez-Iturbe e Valdes suggeriscono di stimare solo le caratteristiche più importanti di un IUH ossia il picco q_p ed il tempo di picco t_p . Se questi fattori sono corretti la forma esatta dell'IUH non è rilevante e l'errore che si commette considerandola triangolare è trascurabile (Henderson 1963).

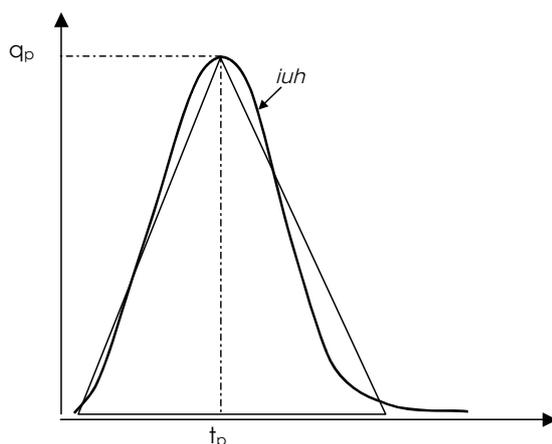


Figura 74. Approssimazione di un idrogramma unitario istantaneo con un triangolo che abbia le coordinate del vertice uguali a quelle del picco dell'IUH.

Rodriguez-Iturbe e Valdes hanno ricavato le equazioni di q_p e t_p dall'espressione completa del GIUH per differenti valori di velocità nel range 0.5 - 6 m/s e per differenti ordini del bacino $\Omega = 3, 4, 5$, con lunghezze variabili tra i 125 ed i 2000 m. I calcoli sono stati condotti utilizzando 126 combinazioni di valori possibili dei rapporti Hortoniani R_A , R_B ed R_L variabili rispettivamente nei ranges 2.5-5.0, 3.0-6.0 e 1.5-4.1, dove con R_A si intende il rapporto Hortoniano delle aree, con R_B il rapporto di biforcazione, con R_L quello delle lunghezze, e sono calcolati come:

$$R_A = A_{\omega} / A_{\omega-1} \quad A_{\omega} = \text{valor medio delle aree drenate dai canali di ordine } \omega$$

$A_{\omega-1}$ = valor medio delle aree drenate dai canali di ordine $\omega-1$

$$R_B = N_{\omega} / N_{\omega-1}$$

N_{ω} = numero di rami di ordine ω

$N_{\omega-1}$ = numero di rami di ordine $\omega-1$

$$R_L = L_{\omega} / L_{\omega-1}$$

L_{ω} = lunghezza media delle aste di ordine ω

$L_{\omega-1}$ = lunghezza media delle aste di ordine $\omega-1$

Per assegnati valori di R_A , R_B , R_L , L , Ω e v sono stati calcolati gli idrogrammi unitari istantanei ed i corrispondenti q_p e t_p ; quindi, dalla regressione dei valori ottenuti, Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979) hanno ricavato:

$$q_p = 1.31 L_{\Omega}^{-1} R_L^{0.43} v \quad \text{Eq. (C.2)}$$

$$t_p = 0.44 L_{\Omega} v^{-1} (R_B/R_A)^{0.55} R_L^{-0.38} \quad \text{Eq. (C.3)}$$

in cui L è la lunghezza in chilometri del ramo di ordine massimo e v la velocità di picco in metri al secondo.

La difficoltà nella stima di queste grandezze caratteristiche di un GIUH risiede nella loro dipendenza dalla velocità. Per questa ragione Rodriguez-Iturbe (1982) ricava una relazione che lega la velocità all'intensità di pioggia netta in base alla quale:

$$v = 0.665 \alpha_{\Omega}^{0.6} (i_r A_{\Omega})^{0.4} \quad \text{Eq. (C.4)}$$

che sostituita nelle (C.2) e (C.3) dà:

$$q_p = 0.871 / \Pi^{0.4} \quad \text{Eq. (C.5)}$$

$$t_p = 0.585 \Pi^{0.4} \quad \text{Eq. (C.6)}$$

dove:

$$\Pi = L_{\Omega}^{2.5} / (i_r A_{\Omega} R_L \alpha_{\Omega}^{0.6}) \quad \text{Eq. (C.7)}$$

$$\alpha_{\Omega} = 1 / (n b_{\Omega}^{2/3}) S_{\Omega}^{1/2} \quad \text{Eq. (C.8)}$$

b_{Ω} indica la larghezza media del ramo di ordine massimo (m)

S_{Ω} indica la pendenza media del ramo di ordine massimo

i_r è l'intensità di pioggia netta (cm/ora)

A_{Ω} indica l'area del bacino (Km²)

n rappresenta il coefficiente di Manning (s m^{-1/3})

Il parametro q_p è ottenuto in ore⁻¹ e t_p in ore.

Considerando un idrogramma unitario istantaneo triangolare ed un evento di pioggia uniforme di intensità netta i_r e durata t_r , Henderson (1963) ricava la relazione:

$$\frac{Q_p}{Q_e} = \frac{2 t_r}{t_b} \left(1 - \frac{t_r}{2 t_b} \right) \quad t_r \leq t_b \quad \text{Eq. (C.9)}$$

$$Q_p = Q_e \quad t_r > t_b \quad \text{Eq. (C.10)}$$

dove Q_p è il tempo di picco dell'idrogramma, t_b è il tempo di base dell'IUH, o tempo di concentrazione del bacino, e Q_e è la portata di equilibrio pari a $Q_e = i_r A$ (A = area del bacino).

Dalla (C.9), noto che per un iuh triangolare vale $q_p t_b = 2$, si ricava:

$$Q_p = 2.42 \frac{i_r A_{\Omega} t_r}{\Pi^{0.4}} \left(1 - \frac{0.218 t_r}{\Pi^{0.4}} \right) \quad \text{Eq. (C.11)}$$

Per un IUH triangolare ed una pioggia di intensità costante, l'espressione del tempo di picco dell'idrogramma (Rodriguez-Iturbe *et al.* -1979) vale:

$$T_P = t_p + 0.75 t_r \quad \text{Eq. (C.12)}$$

che, utilizzando la (C.6), diventa:

$$T_P = 0.585 \Pi^{0.4} + 0.75 t_r \quad \text{Eq. (C.13)}$$

C.2 L'equivalenza con il modello di Nash

Alcuni studi condotti negli anni ottanta (Rosso 1984) dimostrano che esiste una relazione tra l'idrogramma unitario di Rodriguez-Iturbe rappresentato dalle grandezze di picco q_p e t_p , e la distribuzione gamma a due parametri.

Si considerino le equazioni (C.2) e (C.3), riarrangiate in modo da ottenere unità di misura coerenti (Rosso 1984):

$$q_p = 0.364 L_\Omega^{-1} R_L^{0.43} v \quad \text{Eq. (C.14)}$$

$$t_p = 1.584 L_\Omega v^{-1} (R_B/R_A)^{0.55} R_L^{-0.38} \quad \text{Eq. (C.15)}$$

moltiplicandole tra loro si ottiene la grandezza dimensionale

$$G = q_p t_p = 0.58 (R_B/R_A)^{0.55} R_L^{-0.38} \quad \text{Eq. (C.16)}$$

Questa grandezza può essere confrontata con il prodotto delle medesime grandezze relativo all' idrogramma unitario istantaneo di un modello di Nash.

Le grandezze di picco dell' IUH di Nash sono fornite dalle espressioni:

$$t_{p'} = (\alpha - 1) k \quad \text{Eq. (C.17)}$$

$$h_{p'} = 1 k^{-1} \Gamma^{-1}(\alpha) (\alpha - 1)^{\alpha - 1} e^{1 - \alpha} \quad \text{Eq. (C.18)}$$

che moltiplicate tra loro danno

$$H = q_{p'} t_{p'} = (\alpha - 1)^\alpha e^{1 - \alpha} \Gamma^{-1}(\alpha) \quad \text{Eq. (C.19)}$$

Assumendo $H = G$ si ottiene

$$\Gamma^{-1}(\alpha) (\alpha - 1)^\alpha e^{1 - \alpha} = 0.58 (R_B / R_A)^{0.55} R_L^{-0.38} \quad \text{Eq. (C.20)}$$

l'equazione (C.20) non può essere risolta analiticamente, ed è stata quindi ricavata numericamente secondo lo schema iterativo di calcolo proposto da Croley (1977) basato sull'utilizzo di 126 combinazioni possibili dei rapporti hortoniani secondo valori normalmente riscontrabili in natura.

Dalla regressione dei risultati ottenuti si ricava:

$$\alpha = 3.29 (R_B / R_A)^{0.78} R_L^{0.07} \quad \text{Eq. (C.21)}$$

sostituendo ora nella (C.17) il valore di α così ottenuto e l'espressione del tempo di picco data dalla (C.15), si ricava:

$$k = 0.70 (R_A / (R_B R_L))^{0.48} v^{-1} L_\Omega \quad \text{Eq. (C.22)}$$

Ne risulta che il GIUH è equivalente ad una funzione di distribuzione gamma che abbia come parametri α e k ricavati rispettivamente dalle (C.21) e (C.22).

Risulta quindi possibile sfruttare l'equivalenza con il GIUH per la stima dei parametri α e k della ε , e quindi per il calcolo delle soglie attraverso la (3.6).

APPENDICE D

IL MODELLO DI GENERAZIONE DELLE PIOGGE

Per la generazione dei dati di pioggia sintetici si è applicato il modello Neyman-Scott ad impulsi rettangolari (NSRP), caratterizzato da un processo poissoniano degli arrivi di parametro λ ; a ciascuno di essi, ovvero a ciascun evento, è associato un numero casuale di celle, C ($C \geq 1$), le cui origini indipendenti fra loro sono posizionate sull'asse temporale aleatoriamente dall'origine dell'evento, secondo un'opportuna funzione di densità di probabilità. Ciascuna cella, inoltre, è rappresentata da un impulso rettangolare di durata e altezza aleatorie ed indipendenti tra loro (Figura 75).

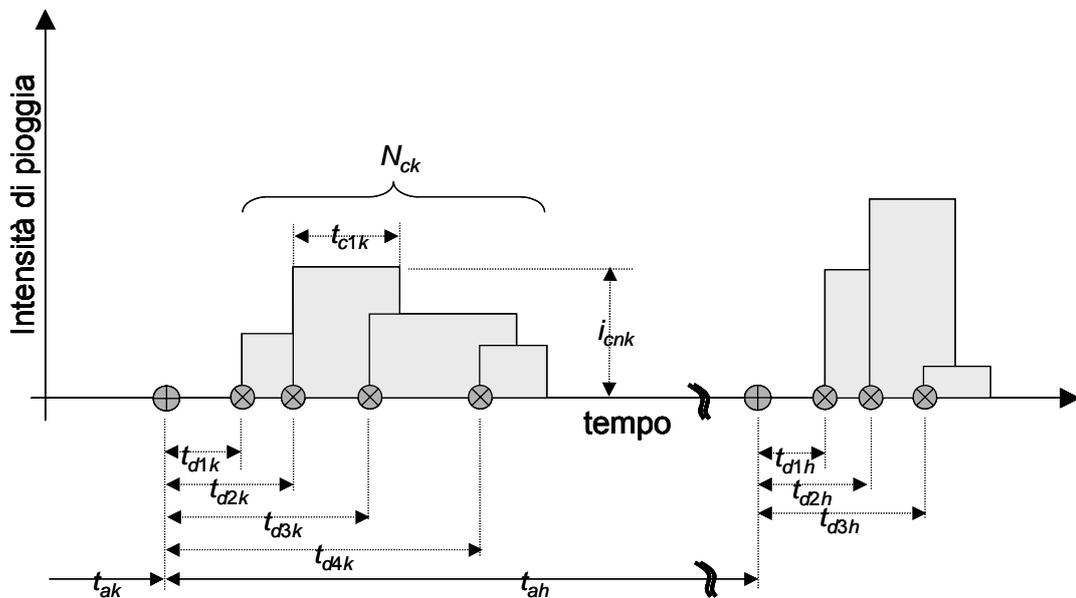


Figura 75. Rappresentazione schematica del modello NSRP.

Nell'analisi di seguito illustrata si assume che il numero di celle sia indipendente dalla tipologia fisica degli eventi e che sia distribuito geometricamente secondo la

$$P[C = c] = \frac{(1 - 1/\mu_c)^{c-1}}{\mu_c} \quad \text{Eq. (D.1)}$$

ove μ_c rappresenta il numero medio di celle per cluster e che la distanza delle stesse dall'origine del cluster sia distribuita esponenzialmente secondo la

$$f(t_d) = \beta \exp(-\beta t_d) \quad \beta > 0 \quad \text{Eq. (D.2)}$$

Ove $1/\beta$ rappresenta la distanza media della cella dall'origine del cluster. Analogamente le distribuzioni dell'intensità i_c e della durata t_c della cella sono specificate entrambe da due distribuzioni esponenziali di parametri $1/\mu_x$ e δ rispettivamente:

$$\begin{aligned} f(i_c) &= 1/\mu_x \exp(-1/\mu_x i_c) & \mu_x > 0 \\ f(t_c) &= \delta \exp(-\delta t_c) & \delta > 0 \end{aligned} \quad \text{Eq. (D.3)}$$

ove μ_x rappresentano l'intensità media di precipitazione e la durata media della cella.

Nelle ipotesi delineate le statistiche del secondo ordine per il processo istantaneo di intensità dell'evento $X(t)$, media, varianza e covarianza, sono espresse rispettivamente come

$$E[X(t)] = \frac{\lambda \mu_c \mu_x}{\delta} \quad \text{Eq. (D.4)}$$

$$\text{Var}[X(t)] = \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2}{\delta} \left[2 + \frac{\beta(\mu_c - 1)}{\delta + \beta} \right] \quad \text{Eq. (D.5)}$$

$$\text{Cov}[X(t), X(t+u)] = \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2}{\delta} \left[2 - \frac{\beta^2(\mu_c - 1)}{\delta^2 - \beta^2} \right] e^{-\delta u} + \frac{\lambda \mu_c (\mu_c - 1) \mu_x^2 \beta}{\delta^2 - \beta^2} e^{-\beta u} \quad \text{Eq. (D.6)}$$

Analogamente per il processo aggregato

$$X_T(t) = 1/T \int_{t-T/2}^{t+T/2} X(u) du \quad \text{Eq. (D.7)}$$

le medesime statistiche risultano espresse dalle

$$E[X_T(t)] = T \frac{\lambda \mu_c \mu_x}{\delta} \quad \text{Eq. (D.8)}$$

$$\text{Var}[X_T(t)] = \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2}{\delta^3} \left[2 + \frac{\beta^2 (\mu_c - 1)}{\delta^2 + \beta^2} \right] (\delta T - 1 + e^{-\delta T}) + \frac{\lambda \mu_c (\mu_c - 1) \mu_x^2}{\beta (\delta^2 - \beta^2)} (\beta T - 1 + e^{-\beta T}) \quad \text{Eq. (D.9)}$$

$$\text{Cov}[X_T^i, X_T^{i+K}] = \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2}{\delta^3} \left[2 - \frac{\beta^2 (\mu_c - 1)}{\delta^2 - \beta^2} \right] (1 - e^{-\delta T})^2 e^{-\delta(k-1)T} + \frac{\lambda \mu_c (\mu_c - 1) \mu_x^2}{\beta (\delta^2 - \beta^2)} (1 - e^{-\beta T}) e^{-\beta(k-1)T} \quad \text{Eq. (D.10)}$$

Le statistiche del secondo ordine consentono di stimare i cinque parametri del modello - λ , μ_c , β , μ_x e δ - essendo note le statistiche storiche del processo a diversi livelli di aggregazione temporale, utilizzando ad esempio il metodo dei momenti. Questo però non garantisce che le stime ottenute si presentino stabili e quindi rappresentative del processo alle diverse scale temporali. Allo scopo di identificare la scala temporale alla quale le stime del processo aggregato si presentano stabili, può essere utile disporre di una misura globale dell'instabilità del processo aggregato e della sua struttura di correlazione. Una tale misura fornisce inoltre il limite inferiore della sensitività del modello, cioè della sua capacità di riprodurre le fluttuazioni del processo alle scale di aggregazione più basse. Questo tipo di misura si effettua attraverso la valutazione della scala di fluttuazione del processo. Essa è definita come

$$\Theta = \lim_{T \rightarrow \infty} T g(t) \quad \text{Eq. (D.11)}$$

Ove con $g(T)$ si è indicata la funzione di varianza del processo $X(t)$ espressa dall'integrale della funzione di correlazione, $r(t_1-t_2)$, del medesimo processo secondo la

$$g(t) = \frac{1}{T^2} \int_0^T \int_0^T r(t_1 - t_2) dt_1 dt_2 \quad \text{Eq. (D.12)}$$

Nel caso del processo Neyman-Scott si ottiene

$$\Theta_{NS} = 2\delta^{-1} \frac{\mu_{c+1}}{2 + \frac{\beta(\mu_c - 1)}{\delta + \beta}} \quad \text{Eq. (D.13)}$$

