

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale
Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

ANALISI TEORICHE E DI CAMPO PER LA
CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICA E GEOMORFOLOGICA
DI BACINI IDROGRAFICI MONTANI

Relatore: Ch.mo Prof. Ing. Andrea Rinaldo

Correlatore: Ing. Giulia Passadore

Controrelatore: Prof. Ing. Riccardo Rigon

Laureanda: Sara Venuleo

ANNO ACCADEMICO 2014-2015

Sommario

La presente tesi si basa su un lungo lavoro di georeferenziazione di inizi di canalizzazione nel bacino idrografico del torrente Noce a partire dal quale è stato possibile estrarre la rete idrografica e studiare la relazione area-pendenza in corrispondenza delle teste. Si sono inoltre effettuate analisi statistiche per la determinazione delle proprietà di scala dei bacini idrografici osservandone la scala limite di validità. Si è studiato infine l'effetto di dispersione geomorfologica e cinematica sulla distribuzione dei tempi di residenza evidenziando l'importanza di definire la reale estensione della rete per la corretta previsione della risposta idrologica. Poiché dunque la risposta del bacino è fortemente influenzata dalle dinamiche di movimento dell'acqua sui versanti e sui canali, modellare il deflusso delle acque meteoriche è uno dei campi in cui l'identificazione delle teste dei canali e l'individuazione della dimensione scala di versante possono portare ai maggiori benefici.

Gli strumenti utilizzati per la realizzazione di questo studio comprendono l'estrazione della rete idrografica del bacino, il computo di proprietà locali quali pendenza, area di drenaggio, distanza dalla rete, distanza dalla sezione di chiusura, distanza dalla linea spartiacque. Per effettuare le statistiche necessarie allo studio delle proprietà di scala e per rappresentare le distribuzioni dei tempi di residenza si invece è ricorsi a programmazione diretta.

L'osservazione sul campo di molteplici meccanismi di inizio di canalizzazione ha mostrato che in un bacino montano molto eterogeneo l'estrazione automatica della rete, pur basata su un criterio dipendente dalla pendenza, difficilmente riesce a cogliere l'esatta posizione delle teste. Lo studio delle proprietà di scala ha dato conferma sperimentale dell'invarianza delle distribuzioni di probabilità di aree e lunghezze ed ha evidenziato l'esistenza di una scala caratteristica o scala di versante al di sotto della quale viene meno l'indipendenza dalla scala. Infatti i processi diffusivi attivi a scala di versante differiscono profondamente da quelli erosivi dominanti a scala maggiore e questo si riflette inequivocabilmente sulle distribuzioni di aree e lunghezze di drenaggio. I risultati relativi alle distribuzioni dei tempi di residenza, pur se derivati sotto importanti semplificazioni, mostrano la rilevanza degli effetti dispersivi cinematici e geomorfologici nella determinazione della risposta del bacino ad un input unitario omogeneo di precipitazione. Di qui l'importanza di conoscere la reale estensione della rete e quindi la reale densità di drenaggio e la dimensione scala caratteristica di versante che ad essa si associa.

Indice

Sommario	III
Indice	V
Indice delle figure	IX
Indice delle tabelle	XIII
Capitolo 1.....	1
Introduzione	1
Capitolo 2.....	5
Il bacino idrografico del torrente Noce	5
2.1 Inquadramento territoriale	5
2.2 Caratteristiche geologiche dell'area del bacino del Noce.....	7
2.3 Idrografia	8
Capitolo 3:.....	11
Estrazione della rete.....	11
3.1 Preparazione delle mappe digitali.....	11
3.1.1 Dem 20m	11
3.1.2 Dem 10m	12
3.1.3 Dem 1m	14
3.2 Criteri di estrazione della rete	16
3.2.1 Metodo "soglia costante"	17
3.2.2 Metodo di estrazione con soglia dipendente dalla pendenza	17
3.3 Software e Algoritmi utilizzati per l'estrazione della rete.....	23
3.3.1 Algoritmo "Pit removal"	23
3.3.2 Algoritmo "d8 flow direction"	24
3.3.3 Algoritmo a direzione multipla: "D infinity flow direction"	24
3.3.4 Algoritmo "Grid Network"	25
3.3.5 Algoritmo "D8 contributing area"	26
3.3.6 Algoritmo "D infinity contributing area"	27
3.3.7 Algoritmo "distance to stream"	27
3.3.8 Algoritmo "distance up"	28

3.3.9 “Stream definition by threshold”	28
3.3.10 “Slope-Area Stream definition”	28
3.4 Reti estratte	29
3.4.1 Definizione di densità di drenaggio	30
3.4.2 Densità di drenaggio delle reti estratte.....	31
3.4.3 Confronto con la rete ufficiale.....	32
Capitolo 4.....	35
Analisi di campo.....	35
4.1 Definizione di “testa” del canale	35
4.2 Strumento di georeferenziazione: il GPS.....	37
4.3 Relazione slope-area per le teste georeferenziate	39
4.3.1 Area “Malè”	41
4.3.2 Area “Vermiglio”	42
4.3.3 Area “Corno dei tre Signori”	43
4.3.4 Area “Peller”	44
4.3.5 Area “Cascate del Saent”	45
4.3.6 Area “Marileva”	46
4.3.7 Considerazioni sugli andamenti pendenza-area	47
4.3.8 Relazione slope-area per l’intero campione dei dati raccolti	48
Capitolo 5.....	53
Analisi delle proprietà di scala.....	53
5.1 Distribuzione di probabilità cumulata delle aree di drenaggio per l’intero bacino in esame.....	53
5.2 Relazione lunghezza media non canalizzata-area	54
5.3 Relazione somma delle aree di drenaggio- area del bacino	56
5.4 Distribuzione delle aree di drenaggio in bacini di dimensione scala diversa.....	59
5.5 Distribuzione di probabilità cumulata delle aree di drenaggio dei sottobacini a monte delle teste	62
5.6 Distribuzione delle lunghezze di Hack per l’intero bacino	65
5.7 Determinazione del coefficiente di Hack.....	66
5.8 Corrispondenza tra i gli esponenti delle leggi di potenza	72
Capitolo 6.....	75
Implicazioni idrologiche.....	75
6.1 Premesse teoriche	75
6.2 Funzione ampiezza	81
6.2.1 Definizione di funzione ampiezza.....	81
6.2.2 Funzione area-distanza per il bacino in esame	82

6.2.2 Funzione ampiezza al variare della rete estratta	85
6.3 Distribuzioni dei tempi di residenza	88
6.4 Confronto tra le distribuzioni dei tempi di residenza in dem di diversa risoluzione	96
Capitolo 7.....	101
Conclusioni	101
Allegato 1: Specifiche relative ai dati DTM con passo 20 metri.....	105
Allegato 2 : Specifiche dei dati relativi all'altoadige.....	106
Allegato 3 : Specifiche relative al dem 10metri per 10 metri del trentino	108
Allegato 4: Specifiche del rilievo lidar condotto dalla provincia di trento per ottenere il DTM con passo 1x1 metro.....	111
Allegato 5: Programmi utilizzati	115
Allegato 6: Coordinate delle teste georeferenziate	122
Allegato 7: Alcune foto delle teste georeferenziate	125
Bibliografia.....	138

Indice delle figure

FIGURA 1: COLLOCAZIONE GEOGRAFICA DEL BACINO DEL TORRENTE NOCE: È UN SOTTOBACINO DELL'ADIGE.....	5
FIGURA 2: IL TORRENTE NOCE IN VAL DI SOLE.....	6
FIGURA 3: PARTE DEL BACINO DEL NOCE CONSIDERATA IN QUESTO STUDIO (DEM20x20).....	7
FIGURA 4: DEM 20x20.....	12
FIGURA 5: DEM RELATIVO ALL'ALTOADIGE MERIDIONALE CON PASSO 10 METRI.....	13
FIGURA 6: DEM 10x10 OTTENUTO DALL'UNIONE DEI DEM RELATIVI A LOMBARDIA ALTOADIGE E TRENINO.....	14
FIGURA 7: DEM 2MX2M SENZA "PITS" RELATIVO ALL'AREA "MALÈ"; I PUNTI BLU SONO ALCUNE TRA LE TESTE GEOREFERENZIATE.....	15
FIGURA 8: TESTA DI CANALE GEOREFERZIATA NELL'AREA "CASCADE DEL SAENT", ESEMPIO DI CANALIZZAZIONE PER EROSIONE DA INFILTRAZIONE.....	20
FIGURA 9: L'ACQUA SGORGA COPIOSA DA SOTTO UNA RADICE IN UN FITTO SOTTOBOSCO (LOCALITÀ VAL FOIA 1350M SLM)22 AGOSTO.....	20
FIGURA 10: VAL MONTES, ESEMPIO DI MECCANISMO DI INIZIO DI CANALIZZAZIONE PER DEFLUSSO SUPERFICIALE DA SATURAZIONE.....	21
FIGURA 11: VAL SESGON: ESEMPIO DI INIZIO CANALIZZAZIONE PER FRANE E SMOTTAMENTI; LA TESTA DEL RUSCELLO POCO EVIDENTE È STATA CERCHIATA IN ROSSO.....	22
FIGURA 12: IMMAGINE RELATIVA AL DEM 20x20: I PITS SONO RAPPRESANTATI IN GIALLO SE RAPPRESENTANO DEPRESSIONI TRA 0-40 METRI E IN ROSSO SE SONO DEPRESSIONI TRA I 40-120 METRI; SOLO UNA PICCOLA PARTE DI ESSI CADE ALL'INTERNO DEL BACINO IN ESAME (AREA AZZURRA).....	23
FIGURA 13: VALORI NUMERICI CHE CONTRADDISTINGUONO LE OTTO POSSIBILI DIREZIONI DI DRENAGGIO: 1 -EST, 2 - NORDEST, 3 - NORD4 – NORD OVEST, 5 - OVEST, 6 - SUDEST, 7 - SUD, 8 - SUDEST.....	24
FIGURA 14: GRIGLIA 3x3 ALLA BASE DEL COMPUTO DEL DINFINITY FLOW DIRECTION.....	25
FIGURA 15: IMMAGINE OUTPUT DELLA FUNZIONE "DISTANCE TO STREAM" PER LA RETE D8T200 : LE AREE IN BLU SCURO SONO CARATTERIZZATE DAI PIÙ ALTI VALORI DI DISTANZA DALLA RETE.....	31
FIGURA 16:CONFRONTO TRA LA RETE SA4000 (RETE PIÙ CHIARA) E LO SHAPE DELLA RETE UFFICIALE (RETE PIU SCURA) (AREA MALÈ).....	33
FIGURA 17: CONFRONTO TRA LA RETE D8T400 (RETE PIÙ CHIARA) E LO SHAPE DELLA RETE UFFICIALE (RETE PIÙ SCURA) (AREA MALÈ).....	33
FIGURA 18: FOTO DI UNA TESTA DEL CANALE MORFOLOGICAMENTE BEN INDIVIDUABILE (FOTO LOCALITÀ DOLOMITI DI BRENTA, 18 AGOSTO).....	36
FIGURA 19: ESEMPIO DI FLUSSO SUPERFICIALE CONCENTRATO TRA L'ERBA A MONTE DELLA TESTA DEL CANALE (LOCALITÀ SILECH, 24 AGOSTO).....	37
FIGURA 20: IMPOSTAZIONI SISTEMA DI RIFERIMENTO PER IL GPS.....	38
FIGURA 21: SCHERMATA DEL GPS IN CUI COMPARIVANO POSIZIONE E INCERTEZZA DELLA MISURA.....	38
FIGURA 22: TESTA DI CANALE GEOREFERENZIATA NELL'AREA "CORNO DEI TRE SIGNORI": ESEMPIO DI EROSIONE PER INFILTRAZIONE.....	39
FIGURA 23: POSIZIONE DELLE TESTE GEOREFERENZIATE NEL BACINO: I DIVERSI COLORI SI ASSOCIANO ALLE DIVERSE AREE GEOGRAFICHE IN CUI SONO STATI RAGGRUPPATI I PUNTI VISITATI.....	40

FIGURA 24: ESEMPIO DI INIZIO DI CANALIZZAZIONE PER EROSIONE PER INFILTRAZIONE: L'ACQUA SGORGA COPIOSA DA SOTTO ALCUNI MASSI (AREA MALÈ, LOCALITÀ SILECH 2350M SLM 24 AGOSTO)	41
FIGURA 25: RELAZIONE SLOPE-AREA RELATIVA AI PUNTI DELLA ZONA GEOGRAFICA DI MALÈ	41
FIGURA 26: IMMAGINE DI UN'INIZIO DI CANALIZZAZIONE PER DEFLUSSO HORTONIANO SUPERFICIALE; LOCALITÀ VERMIGLIO, 25 AGOSTO 2014	42
FIGURA 27: RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER I PUNTI DELL'AREA "VERMIGLIO"	42
FIGURA 28: SORGENTE GEOREFERENZIATA NELLA LOCALITÀ "CORNO DEI TRE SIGNORI" 28 AGOSTO 2014; MECCANISMO DI CANALIZZAZIONE PER EROSIONE DA INFILTRAZIONE	43
FIGURA 29:RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER I PUNTI DELL'AREA "CORNO DEI TRE SIGNORI"	43
FIGURA 30: ESEMPIO DI INIZIO DI CANALIZZAZIONE PER EROSIONE DA INFILTRAZIONE (LA TESTA ERA SOTTO IL SASSO GRANDE SULLA DESTRA) LOCALITÀ: DOLOMITI DI BRENTA 18 AGOSTO	44
FIGURA 31: RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER I PUNTI DELLA ZONA DEL PELLER	44
FIGURA 32: TESTA DI CANALE GEOREFERENZIATA SOTTO UN'EVIDENTE FRANA; LOCALITÀ CASCADE DEL SAENT 27 AGOSTO 2014	45
FIGURA 33: RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER I PUNTI DELL'AREA "CASCADE DEL SAENT"	45
FIGURA 34: ESEMPIO DI TESTA GEOREFERENZIATA NELL'AREA DI MARILEVA: ESEMPIO DI INIZIO DI CANALIZZAZIONE PER EROSIONE DA INFILTRAZIONE	46
FIGURA 35: RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER I PUNTI DELLA ZONA DI MARILEVA.....	46
FIGURA 36: RELAZIONE PENDENZA LOCALE-AREA PER TUTI I PUNTI VISITATI	48
FIGURA 37: CONFRONTO TRA LE FREQUENZE DEI DATI DEL CAMPIONE (CROCI) E LE FREQUENZE ATTESE (LINEA TRATTEGIATA) SECONDO UN'OPPORTUNA DISTRIBUZIONE DI WEIBULL.....	50
FIGURA 38: DISTRIBUZIONE DELLA FREQUENZA CUMULATA DEL VALORE DELL'AREA DI DRENAGGIO PER I PIXEL APPARTENENTI ALL'INTERO BACINO.	54
FIGURA 39: GRAFICO LOGARITMICO CHE MOSTRA LA RELAZIONE TRA IL VALOR MEDIO DEI PERCORSI NON CANALIZZATI E L'AREA DI OGNI BACINO A MONTE DELLE TESTE	55
FIGURA 40: GRAFICO LOGARITMICO CHE ESPRIME LA RELAZIONE TRA SOMA DELLE AREE DI DRENAGGIO E AREA DEL BACINO: L'ANDAMENTO È LINEARE.....	57
FIGURA 41: SOTTOBACINI INNESTATI L'UNO NELL'ALTRO CONSIDERATI NELLA DETERMINAZIONE DELL'EFFETTO SCALA.....	59
FIGURA 42: DISTRIBUZIONE DELLE FREQUENZE CUMULATE DEI VALORI DELLE AREE DI DRENAGGIO AL VARIARE DEL SOTTOBACINO CONSIDERATO.....	60
FIGURA 43 : CONFRONTO DI $P(A>=A) * A^{\beta}$ PER DIVERSI BACINI INNESTATI L'UNO NELL'ALTRO	62
FIGURA 44: DISTRIBUZIONE DELLA FREQUENZA CUMULATA DELLE AREE RELATIVE AL BACINO A MONTE DEL PUNTO 1: "TERZO CANALONE DALLA DASÈ"	63
FIGURA 45: DISTRIBUZIONE DELLA FREQUENZA CUMULATA DELLE AREE RELATIVE AL BACINO A MONTE AL PUNTO 1; CON ASSI LOGARITMICI	64
FIGURA 46: MEDIA DELLE FREQUENZE CUMULATE DELLE AREE DI DRENAGGIO (IN FORMA ADIMENSIONALE), DOVE LE AREE DI DRENAGGIO SONO RELATIVE AGLI 86 BACINI A MONTE DELLE TESTE DEI CANALI.....	65
FIGURA 47: DISTRIBUZIONE DELLA PROBABILITÀ CHE IL VALORE "DISTANCE UP" SIA MAGGIORE DI UN VALORE D ESPRESSO IN METRI; LA RETTA ROSSA RAPPRESENTA L'INTERPOLAZIONE LINEARE DEL TRATTO RETTILINEO DELLA CURVA	66
FIGURA 48: BACINI INNESTATI L'UNO NELL'ALTRO CONSIDERATI PER L'ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE $P(D>d)$	67
FIGURA 49: CONFRONTO TRA LE DISTRIBUZIONI CUMULATE $P(D>d)$ PER 5 DIVERSI BACINI INNESTATI L'UNO NELL'ALTRO; SI NOTA CHE L'ANDAMENTO LINEARE SI RISCONTRA PER VALORI DI "D" DI POCO INFERIORI AL CHILOMETRO.....	68
FIGURA 50: ANALISI DEL MODO IN CUI SCALANO I MOMENTI DELLE "DISTANCE UP"; LE CURVE RAPPRESENTANO IL RAPPORTO TRA MOMENTI CONSECUTIVI DELLE LUNGHEZZE; GLI ORDINI DI MOMENTO UTILIZZATI SONO STATI 2,3,4,5.....	70
FIGURA 51: FUNZIONE SCALA $G(L/A^H)$	71
FIGURA 52: FUNZIONI SCALA $G(L/A^H)$ PER $H=0.45$ E $\Xi=1$	71
FIGURA 53: FUNZIONI SCALA $G(L/A^H)$ PER $H=0.45$ E $\Xi=1.24$	72

FIGURA 54: EFFETTO COMBINATO DI DISPERSIONE MORFOLOGICA E CINEMATICA SULLA RISPOSTA IDROLOGICA. IMMAGINE TRATTA DA SACO AND KUMAR, KINEMATIC DISPERSION IN STREAM NETWORKS, 2002	80
FIGURA 55: EFFETTO DELLA DISPERSIONE IDRODINAMICA SULLA DISTRIBUZIONE DEI TEMPI DI RESIDENZA	81
FIGURA 56: FUNZIONE AREA-DISTANZA DEL BACINO (DEM 20M)	83
FIGURA 57: FUNZIONE AREA-DISTANZA DEL BACINO (DEM 10M)	83
FIGURA 58: CONFRONTO TRA LE FUNZIONI AREA-DISTANZA DEL BACINO RISPETTIVAMENTE OTTENUTE PER IL DEM A 20 E 10 METRI	84
FIGURA 59: WIDTH FUNCTION RELATIVA AL BACINO DEL NOCE SE LA RETE ESTRATTA È LA RETE "D8T200"	85
FIGURA 60: WIDTH FUNCTION RELATIVA AL BACINO DEL NOCE SE LA RETE ESTRATTA È "D8T400"	86
FIGURA 61: WIDTH FUNCTION RELATIVA AL BACINO DEL NOCE SE LA RETE ESTRATTA È "SA3000"	86
FIGURA 62: WIDTH FUNCTION RELATIVA AL BACINO DEL NOCE SE LA RETE ESTRATTA È "SA4000"	87
FIGURA 63: CONFRONTO TRA LE WIDTH FUNCTION AL VARIARE DELLA RETE	87
FIGURA 64: VALORE MEDIO DEL TEMPO DI RESIDENZA AL VARIARE DEL RAPPORTO TRA LE VELOCITÀ R FATTO VARIARE TRA 1 E 100	90
FIGURA 65: COOME VARIA IL MASSIMO TEPO DI RESIDENZA ALL'INTERNO DEL BACINO PER R CHE VARIA TRA 1 E 100.....	90
FIGURA 66: VARIAZIONE DELLA DEVIAZIONE STANDARD AL VARIARE DEL RAPPORTO R TRA LE VELOCITÀ DI VERSANTE E LE VELOCITÀ NEL TRATTO CANALIZZATO	91
FIGURA 67: MOMENTO DEL TERZO ORDINE DEL TEMPO DI RESIDENZA AL VARIARE DEL RAPPORTO R TRA LE VELOCITÀ DI VERSANTE E LE VELOCITÀ DEL TRATTO CANALIZZATO	92
FIGURA 68: DISTRIBUZIONE DEI "TEMPI DI RESIDENZA" PER R=10 UTILIZZANDO COME RETE DI RIFERIMENTO LA RETE "D8 200"	93
FIGURA 69: DISTRIBUZIONE DEI TEMPI DI RESIDENZA PER R=20 UTILIZZANDO COME RETE DI RIFERIMENTO LA RETE "D8T200"	93
FIGURA 70: DISTRIBUZIONE DEI TEMPI DI RESIDENZA PER R=50 UTILIZZANDO COME RETE DI RIFERIMENTO LA RETE "D8T200"	93
FIGURA 71: CONFRONTO TRA LE DISTRIBUZIONI DEI "TRAVEL TIME" RELATIVI ALLA RETE "D8T200" PER R=10, R=20, R=5094	
FIGURA 72: CONFRONTO TRA LE DISTRIBUZIONI DEI "TRAVEL TIME" RELATIVI ALLA RETE "D8T400" PER R=10, R=20, R=5094	
FIGURA 73: CONFRONTO TRA LE DISTRIBUZIONI DEI "TRAVEL TIME" RELATIVI ALLA RETE "SA3000" PER R=10, R=20, R=5094	
FIGURA 74: CONFRONTO TRA LE DISTRIBUZIONI DEI "TRAVEL TIME" RELATIVI ALLA RETE "SA4000" PER R=10, R=20, R=5095	
FIGURA 75: DISTRIBUZIONE "TRAVEL TIME" AL VARIARE DELLA RETE ESTRATTA PER $U_c=2\text{M/S}$ E $U_h=0.2\text{M/S}$	95
FIGURA 76: DISTRIBUZIONE "TRAVEL TIME" AL VARIARE DELLA RETE ESTRATTA PER $U_c=2\text{M/S}$ E $U_h=0.1\text{M/S}$	95
FIGURA 77: DISTRIBUZIONE TRAVEL TIME AL VARIARE DELLA RETE ESTRATTA PER $U_c=2\text{M/S}$ E $U_h=0.04\text{M/S}$	96
FIGURA 78: ANDAMENTO DEL VALORE MEDIO DEI TEMPI DI RESIDENZA; SI CONFRONTANO LA RETE ESTRATTA PER IL DEM 20x20 (CURVA BLU) E 10x10 (CURVA VERDE)	97
FIGURA 79: ANDAMENTO DEL VALORE MASSIMO DEI TEMPI DI RESIDENZA; SI CONFRONTANO LA RETE ESTRATTA PER IL DEM 20x20 (CURVA BLU) E 10x10 (CURVA VERDE)	97
FIGURA 80: ANDAMENTO DELLA DEVIAZIONE STANDARD DEI TEMPI DI RESIDENZA; SI CONFRONTANO LA RETE ESTRATTA PER IL DEM 20x20 (CURVA BLU) E 10x10 (CURVA VERDE)	98
FIGURA 81: ANDAMENTO DEL MOMENTO DI TERZO ORDINE DEI TEMPI DI RESIDENZA; SI CONFRONTANO LA RETE ESTRATTA PER IL DEM 20x20 (CURVA BLU) E 10x10 (CURVA VERDE).....	98
FIGURA 82: AREA 1	107
FIGURA 83: AREA 2	107

Indice delle tabelle

TABELLA 1: VALORI DELLE DENSITÀ DI DRENAGGIO CARATTERISTICHE DELLE RETI ESTRATTE	32
TABELLA 2: VALORI DEI PARAMETRI DELLA REGRESSIONE SECONDO IL METODO JACKKNIFE.....	56
TABELLA 3: PARAMETRI DELLA REGRESSIONE E RELATIVI ERRORI STANDARD (METODO JACKKNIFE)	58
TABELLA 4: COEFFICIENTI ANGOLARI Ξ DELLE RETTE INTERPOLATRICI DEI TRATTI LINEARI DELLE CURVE $P(D>D)$	68
TABELLA 5: VALORI DEI COEFFICIENTI ANGOLARI M E DELL'INTERCETTA Q DELLE RETTE INTERPOLATRICI IN FIGURA 49	70
TABELLA 6: VALORI DELLE DIMENSIONI FRATTALI OTTENUTI DALL'ANALISI DEL DEM 20x20	73

Capitolo 1

Introduzione

L'identificazione delle teste dei canali è un elemento di fondamentale importanza idrologica e geomorfologica. L'individuazione della corretta posizione delle teste consente infatti di considerare la reale estensione della rete con importanti implicazioni sulle previsioni della risposta idrologica.

Per identificare dove cominci la canalizzazione è possibile ricorrere a studi di campo che tuttavia richiedono molto tempo ed essendo costosi vengono spesso evitati. Un metodo alternativo è l'utilizzo delle mappe topografiche. Esso però non consente di riprodurre canali di primo, secondo e terzo ordine (effettivamente documentati con fotografie aeree) e porta all'identificazione di reti di lunghezza media piuttosto diversa da quella reale (Helmlinger, et al., 1993).

L'inaffidabilità delle mappe topografiche e la recente disponibilità di calcolatori capaci di elaborare grandi quantità di dati, invece, ha diffuso un terzo metodo: l'estrazione automatica della rete a partire da modelli digitali del terreno o "DEM" dall'inglese "Digital Elevation maps". Si tratta di immagini digitali del terreno che consentono di rappresentarne la topografia associando ai nodi di una griglia omogenea bidimensionale il valore medio della quote che caratterizzano l'area rappresentata dal nodo. I più utilizzati tra essi hanno griglie regolari equispaziate quadrate dette "pixel". Trattandosi di matrici georeferenziate ogni nodo della griglia ha precise coordinate riferite ad un dato sistema riferimento.

Minore è la dimensione dei pixel più accurata è la rappresentazione del territorio. Grandi passi avanti in questo senso sono stati fatti grazie alla nuova tecnologia LiDAR (Light Detection And Ranging), altimetria laser aerea, che ha recentemente facilitato l'acquisizione di informazioni topografiche ad alta risoluzione. Si tratta di una tecnologia di acquisizione di dati altimetrici mediante voli aerei. In alternativa alla tecnologia LiDAR esistono modelli digitali del terreno derivati dalla digitalizzazione delle informazioni altimetriche dedotte dalle curve di livello delle curve topografiche. Questi sono però sicuramente strumenti meno affidabili rispetto ai modelli digitali del terreno derivati dai dati LiDAR che hanno il pregio di coprire aree molto vaste e

possono avere griglie di dimensione di un metro o quarantacinque centimetri consentendo un'accuratissima rappresentazione del terreno.

Ovviamente la maggiore precisione rappresentativa viene pagata in termini computazionali. Zhang e Montgomery (1994) esaminando l'effetto delle dimensioni della griglia dei DTM sulla rappresentazione della superficie terrestre e sulle simulazioni idrologiche trovarono che un DTM di griglia 10x10 rappresenta un compromesso ragionevole tra risoluzione e volume dei dati. Nel presente studio sono stati utilizzati tre modelli digitali caratterizzati da diverse dimensioni di griglia e di diversa derivazione. Il primo 20x20 derivato dalla digitalizzazione di cartine topografiche, il secondo 10x10 anch'esso derivato dalla digitalizzazione di cartine topografiche, il terzo 2x2 derivato da un rilievo Lidar del territorio del Trentino (Per ulteriori dettagli si veda il capitolo 3).

Una volta disponibili i modelli digitali del terreno è possibile conoscere la distribuzione spaziale di molte proprietà geomorfologiche quali pendenza, curvatura, direzioni e area di drenaggio che sono alla base dei procedimenti di estrazione della rete. In particolare esistono diversi metodi per l'estrazione automatica della rete l'attendibilità di ciascuno dei quali è stata a lungo dibattuta. Tra i più comuni vi sono i criteri a soglia costante (Bras, et al., 1991), a soglia dipendente dalla pendenza (Dietrich, et al., 1993) (Montgomery, et al., 1994; Montgomery R., et al., 1992), o criteri basati sulla curvatura (Peucker, et al., 1975; Tarboton, et al., 2001). Il criterio che utilizza una soglia dipendente anche dalla pendenza locale si è dimostrato (Montgomery R., et al., 1992) (Montgomery, et al., 1993) essere teoricamente ed empiricamente più adatto per definire la reale estensione della rete idrografica.

L'utilizzo dei DEM ha inoltre reso disponibili grandi dataset ad alta precisione che consentono l'analisi di fenomeni naturali a grande scala e forniscono l'occasione per l'analisi e la verifica di assunzioni altrimenti empiriche. In particolare l'avvento dei DEM e la crescente potenza di calcolo del computer ha permesso lo studio delle caratteristiche di "self similarity" o proprietà frattali delle reti idrografiche (Tarboton, et al., 1988; Rodriguez-Iturbe, et al., 1997). Il concetto di "self similarity" è associato all'invarianza della struttura di un oggetto qualsiasi sia la dimensione scala cui lo si consideri. Essa si riscontra nell'invarianza delle distribuzioni di probabilità che descrivono la geometria di reti e bacini e che si possono osservare a diverse scale nell'organizzazione della rete idrografica ma anche nelle caratteristiche del singolo corso d'acqua (Tarboton, et al., 1988) (La Barbera, et al., 1989) (Tarboton, et al., 1990) (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992) (Rinaldo, et al., 1993) (Rigon, et al., 1996). Nello specifico le distribuzioni di probabilità che caratterizzano le reti idrografiche mostrano un andamento a legge di potenza. Esempi sono le distribuzioni delle probabilità cumulate di eccedenza della lunghezza non canalizzata a monte di un sito, oppure di eccedenza di un valore di area cumulata, che sono oggetto di questo studio. Gli esponenti di queste leggi di potenza, detti dimensioni frattali, sono indipendenti dalla scala di

analisi considerata se questa è scelta opportunamente. Esiste infatti una dimensione scala caratteristica al di sotto della quale non si riconosce l'invarianza delle distribuzioni di probabilità che caratterizzano la struttura del bacino (Montgomery R., et al., 1992): la scala di versante. La morfologia della rete e delle aree non canalizzate si evolve infatti per la complessa interazione di processi erosivi fluviali e processi diffusivi di versante (Gilbert, 1909) (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992) (Montgomery, et al., 1994). La diversità di questi processi si riflette sulla struttura geomorfologica del bacino che appare diversa se considerata a scala di versante, scala in cui agiscono processi di trasporto diffusivi, o a scala di bacino, caratterizzata dall'interazione di processi erosivi e diffusivi.

Riconoscere quale sia la dimensione caratteristica della scala di versante significa identificare la reale estensione della rete e di conseguenza la densità di drenaggio che la caratterizza.

Inoltre i patterns di aggregazione spaziale della struttura della rete e del bacino (ad esempio la distribuzione cumulata delle aree di drenaggio) hanno un ruolo essenziale nel definire la risposta idrologica.

Esiste infatti un legame profondo tra la morfologia di un bacino e la sua risposta idrologica, legame che si inquadra nella teoria della risposta idrologica geomorfologica (Rodriguez-Iturbe, et al., 1979; Gupta, et al., 1980) e nella teoria della dispersione geomorfologica (Rinaldo, et al., 1991). Queste teorie si fondano sull'interpretazione dell'idrogramma istantaneo geomorfologico unitario (GIUH) (la risposta di un bacino ad un impulso omogeneo unitario di precipitazione) come funzione di densità di probabilità dei "tempi di viaggio" (o "travel times") di particelle d'acqua iniettate uniformemente e contemporaneamente nel sistema per giungere alla sezione di chiusura (Rodriguez-Iturbe, et al., 1979).

La distribuzione spaziale di aree e pendenze che caratterizza il bacino ha influenza diretta su tali tempi di residenza e condiziona quindi la risposta idrologica. Lo strumento teorico utilizzato per rappresentare la struttura della rete canalizzata di un bacino ed esprimerne la risposta ad un input unitario di pioggia è la funzione ampiezza (Shreve, 1969; Kirkby, 1976). Essa descrive l'effetto geomorfologico ovvero la misura della dipendenza della risposta idrologica dalla sola morfologia della rete. Questo concetto di funzione ampiezza è stato successivamente rivisto ed esteso (Rinaldo, et al., 1995) con l'introduzione della funzione ampiezza "riscalata" che tiene conto del diverso contributo di versanti e parti canalizzate. Questa aggiunge all'effetto dispersivo geomorfologico quello di variazione delle velocità del flusso sulla distribuzione dei tempi di residenza, effetto detto "cinematico". Studi di campo (Emmet, 1978) infatti hanno dimostrato che i deflussi che avvengono sui versanti e nei tratti canalizzati hanno scale di tempi di trasporto molto diverse in quanto le velocità di percorrenza di questi due tratti possono differire anche di ordini di grandezza.

L'effetto del diverso contributo di versanti e canali nel determinare la varianza della risposta idrologica è stato oggetto di molteplici studi (Rinaldo, et al., 1991; Botter, et al., 2003; Saco, et al., 2004; Saco, et al., 2002)(D'odorico, et al., 2003). In particolare oltre al meccanismo geomorfologico e cinematico è stato evidenziato un terzo meccanismo dispersivo detto idrodinamico. Questo si riferisce alla variazione spaziale del coefficiente idrodinamico che esprime la resistenza al moto.

Nel presente studio si è voluto evidenziare, pur con un approccio semplificato, la misura in cui l'effetto morfologico e cinematico condizionano la varianza della risposta idrologica. I risultati motivano l'importanza di riferirsi ad una rete avente densità di drenaggio il più possibile paragonabile a quella reale. Questo significa anche comprendere quale sia la dimensione scala caratteristica di versante ovvero la dimensione scala al di sotto della quale i processi diffusivi alterano i patterns di aggregazione di aree e lunghezze e al di sopra della quale, invece, emerge l'invarianza delle proprietà di scala.

In un ambiente eterogeneo quale quello alpino esaminato però, tale dimensione scala è difficilmente definibile con un valore univoco in quanto, come la densità di drenaggio, è molto variabile nello spazio.

Capitolo 2

Il bacino idrografico del torrente Noce

2.1 Inquadramento territoriale

Il bacino idrografico del torrente Noce occupa la parte nord-occidentale del Trentino e fa parte del più ampio bacino dell'Adige. Ha una superficie di 1375 Km² di cui 75 cadono in Provincia di Bolzano. Si estende dai ghiacciai della Presanella e del Cevedale posti a quote superiori ai 3500 m s.l.m. fino alla confluenza del torrente Noce con il fiume Adige a quota 198 m s.l.m. È formato da due grosse valli: Val di Non con andamento N-NW verso E-SE e Val di Sole con andamento W-SW verso E-NE.



Figura 1: collocazione geografica del bacino del torrente Noce: è un sottobacino dell'Adige

Inizialmente il corso del Noce è diviso in due rami. Il primo nasce dal Corno dei Tre Signori e forma il lago artificiale del Pian Palù da cui è intubato fino a Cogolo. Il

secondo, detto Noce Bianco, raccoglie la maggior parte delle sue acque dal ghiacciaio della Vedretta Rossa ed è alimentato dalle acque del Rio Careser. I due rami si uniscono in un unico letto in corrispondenza di Cogolo. Da qui in poi il torrente è ufficialmente il Noce. A Cusiano esso riceve le acque del torrente Vermigliana, presso Dimaro, riceve le acque del Meledrio e tra Malé e Terzolas riceve le acque del torrente Rabbies. Questi sono i principali affluenti che ingrossano il torrente, ad essi si aggiungono poi i contributi di numerosissimi torrenti minori.



Figura 2: Il torrente Noce in Val di Sole

A Mostizzolo il Noce va ad alimentare il lago artificiale di Santa Giustina, così le sue acque giungono nell'ampia Val di Non che percorre volgendo verso sud fino alla gola rocciosa della Rocchetta. Da qui, dopo aver superato un altro salto artificiale (dovuto ad una briglia di sbarramento posta trasversalmente al torrente Noce), il torrente Noce esce quasi liberato da costrizioni antropiche e geologiche nella piana Rotaliana che percorre prima in direzione NW-SE e poi da nord a sud fino allo sbocco nel fiume Adige a sud di Zambana. In quest'ultimo tratto rallenta il proprio impeto, assumendo un andamento quasi fluviale pur se costretto tra argini.

La lunghezza del torrente Noce dalla confluenza Noce bianco-Noce Nero a Cogolo fino alla foce dell'Adige è di circa 61 Km con un dislivello di 975 metri che corrisponde ad una pendenza media di 6,2% (Bernardi, et al., 1993).

Il bacino idrografico oggetto di questa tesi è la prima parte del bacino del Noce. La sezione di chiusura è stata posta in Val di Sole a Terzolas (si veda la figura 3). L'estensione del bacino considerato è di circa 643,4 Km² e la pendenza media che lo caratterizza è 6,2 %.

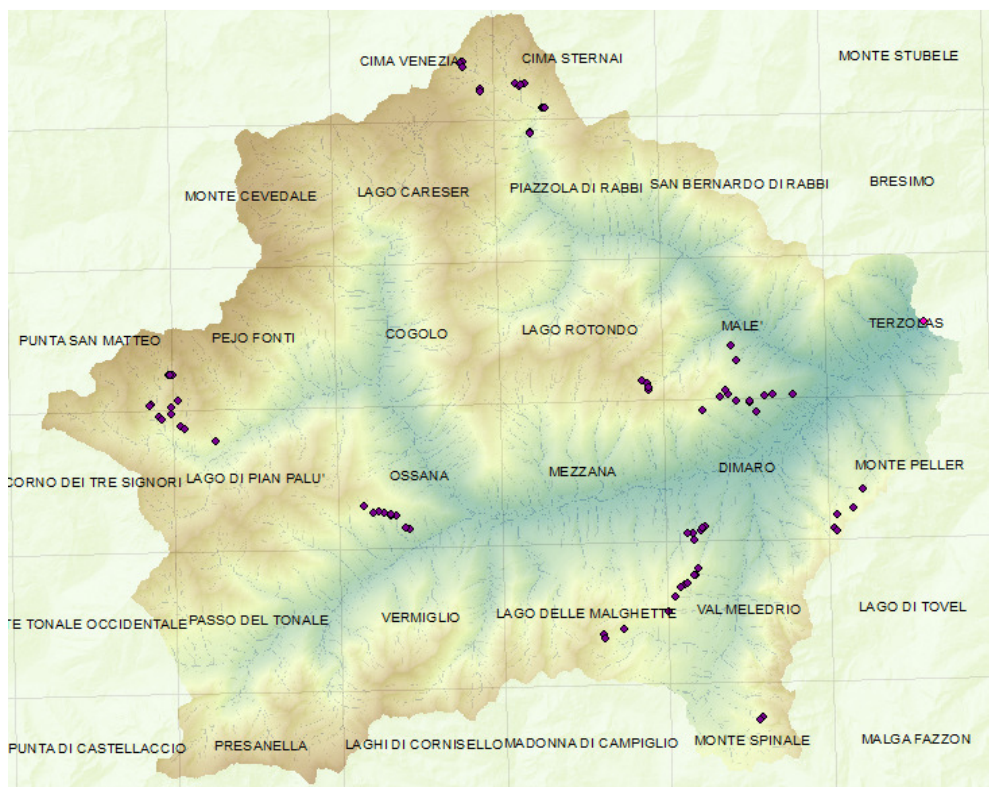


Figura 3: parte del bacino del Noce considerata in questo studio (dem20x20)

2.2 Caratteristiche geologiche dell'area del bacino del Noce

Il bacino del torrente Noce è caratterizzato da un'ampia gamma di formazioni geologiche per la presenza di due importanti dislocazioni tettoniche che delimitano aree geologicamente ben definite. Le due grosse linee tettoniche sono quella del Tonale (con andamento E-W lungo il fianco destro della Val di sole) e quella della Giudicarie (che interessa il bacino in senso NE-SW, da Campo Carlo Magno a Rumo passando per Dimaro e Malè). La prima (la linea del Tonale) divide due domini geologici caratterizzati da un'evoluzione metamorfica (orogenesi alpina) diversa. A nord l'austro-alpino e a sud il sud-alpino. Fra le due dislocazioni si trova la grossa intrusione tonalitica dell'Adamello e della Presanella (Bernardi, et al., 1993).

Schematicamente si può suddividere il bacino nelle seguenti zone:

1. Sul fianco sinistro della Val di Sole e quello destro del Rio Pescara affiorano in prevalenza le metamorfiti rappresentate da filladi quarzifere, ortogneiss, anfiboliti, marmi saccaroidi, quarziti, ecc.
2. Tra la Val di Sole e la zona di Campo Carlo Magno affiorano prevalentemente le rocce tonalitiche e granodioritiche;

3. A est di Campo Carlo Magno, di Dimaro, di Malè, di Rumo e fino alla Valle dell'Adige il bacino è caratterizzato dalla serie sedimentaria del Trentino Occidentale, variamente dislocata da vari piegamenti tipo anticlinali e pieghe-faglie, così caratterizzata dal basso verso l'alto:
- Vulcaniti permiane (porfidi e porfiriti) alla base;
 - Serie marnosa-areanacea pernowerferiana;
 - Formazioni dolomitiche triassiche ;
 - Formazioni calcaree giuresi;
 - Calcari e calcari argillosi cretacici (biancone e scaglia rossa);
 - Formazione marnosa e argillosa eocenica;

Nella zona di Rumo-Lauregno affiora prevalentemente il tratto inferiore di questa serie (porfidi e arenarie); fra Campo Carlo Magno e la val di Non e tra questa e la Val d'Adige affiorano invece formazioni dolomitiche e calcaree del triassico e del giurese, mentre, nella bassa Val di Non prevale la scaglia Cretacica e la serie marnosa ed argillosa dell'eocene (Bernardi, et al., 1993).

I depositi morenici e fluvio-glaciali sono molto diffusi sui fianchi e sui fondovalle delle aste principali. Nella zona di affioramento della serie sedimentaria sono molto sviluppati i fenomeni carsici che hanno favorito la formazione di profonde forre e incisioni fluviali. Le linee di impluvio seguono preferenzialmente gli allineamenti tettonici (faglie e fratture) nelle metamorfite e nei porfidi, mentre nella serie sedimentaria il reticolo idrografico è guidato oltre che dai contatti tettonici, dalla giacitura degli strati, dall'erodibilità dei sedimenti eocenici, dal carsismo e dalla fratturazione esistente nelle formazioni calcaree.

2.3 Idrografia

La Val di Sole è caratterizzata da un sistema idrografico elementare. I torrenti di ordine superiore al secondo sono relativamente scarsi e presentano carattere torrentizio accentuato con aste di modesto sviluppo in lunghezza ed a forte inclinazione. Il reticolo idrografico si è evoluto di pari passo con i versanti senza portare ad alvei incassati con pareti verticali. Le portate medie annue sono scarse soprattutto sul versante di destra sia per la presenza di rocce molto permeabili come i depositi quaternari (morene ed alluvioni), sia per il fenomeno della fessurazione (rocce calcareo-dolomitiche). I depositi quaternari, molto estesi e diffusi in Val di Sole, hanno avuto ed avranno un ruolo preminente durante le alluvioni perchè da essi proviene la massima parte dei materiali trasportati in sospensione o per trascinamento.

Gli alvei che interessano i depositi morenici e fluvioglaciali si sono approfonditi di parecchi metri in poche ore durante le grosse alluvioni. Nel bacino del torrente

Rabbies esistono numerose frane superficiali e profonde in particolare nei sottobacini dei rivi Ragaiolo e Pragambai.

Frane attive si trovano pure nella parte alta della Val Cavagna, in Val Furesta, nel rio Fraviano e rio Pizzano (Vermiglio). Particolarmente accenutate sono le forme erosive in sponda destra del torrente Noce sempre su substrati morenici come nel sottobacino del rio Val Ussaia, rio Lores, rio Val Corva, rio Val Panciana (Ossana-Mezzana).

Il sistema idrografico della val di Non è più evoluto rispetto a quello della val di Sole. Si incontrano infatti affluenti di ordine superiore al terzo con numerose aste torrentizie di una certa lunghezza (torrente Novella, torrente Pescara, torrente Tresenica).

Capitolo 3:

Estrazione della rete

3.1 Preparazione delle mappe digitali

Per poter procedere all'estrazione automatica della rete è stato inanzitutto necessario procurarsi le mappe digitali relative al territorio del Noce.

In particolare nel presente studio si è fatto uso di tre modelli digitali del terreno rispettivamente caratterizzati da griglie quadrate di lato:

- un metro per un metro
- dieci metri per dieci metri
- venti metri per venti metri.

Si illustrano di seguito le fonti dei dati utilizzati e le operazioni di modifica cui sono stati sottoposti prima di essere fruibili per l'estrazione della rete e le statistiche di interesse.

3.1.1 Dem 20m

Dal geoportale nazionale al sito: <http://www.pcn.minambiente.it/catalogo/> si è scaricato il modello digitale del terreno (DTM) relativo all'intero territorio nazionale.

Le informazioni relative a questi dati spaziali vengono riportate nell'allegato 1.

I dati, caricati ed aggregati in ArcMap, sono stati opportunamente "ritagliati" per ottenere un DTM relativo alla sola area in esame. Nell'eseguire tale operazione si è prestato attenzione ad estrarre un'area circoscritta al bacino idrografico del torrente Noce. La procedura seguita è stata la seguente:

- si è creato un file shape (catalogo - new-shape file - area - poligonale - editor) tale da coprire l'area di interesse
- si è fatto uso dei seguenti comando "extract by mask" (arctoolbox-spatial analysis tools – extraction - extract by mask – area) specificando come dati maschera feature lo shape file precedentemente creato.

Il sistema di riferimento dei dati scaricati (WGS84 UTM zona 32) è stato utilizzato come sistema di riferimento per il data frame.

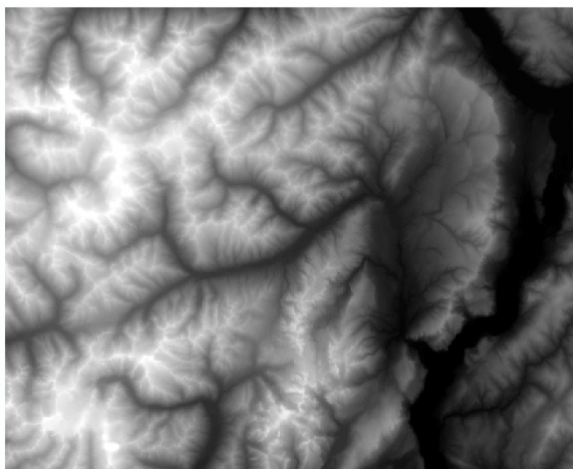


Figura 4: dem 20x20

3.1.2 Dem 10m

Il file utilizzato è il risultato dell'unione dei dtm relativi a Trentino, Altoadige meridionale e Lombardia orientale. In questo modo si è ovviato il problema della "contaminazione". Si tratta di una problematica che insorge in alcune fasi del procedimento di estrazione automatica della rete. Può accadere infatti che, se il modello digitale del terreno non si estende oltre la linea spartiacque del bacino in esame, l'algoritmo sottostimi l'area drenante dei pixel poichè non ha informazioni sulla parte mancante del bacino idrografico (sulla parte compresa tra i confini del dominio del DTM e la linea spartiacque). Il dem ottenuto dall'unione dei dtm delle tre regioni confinanti (Trentino Lombardia e Altoadige) si estende invece oltre la linea spartiacque del bacino del Noce e non rende più necessario preoccuparsi di eventuali problemi di contaminazione.

3.1.2.1 Dati Altoadige

I dati relativi all'area dell'altoadige meridionale sono stati scaricati dal sito : <http://www.provincia.bz.it/informatica/temi/cartografia-provinciale.asp>.

Qui è reperibile il modello digitale del terreno della Provincia Autonoma di Bolzano con passo 2,5 metri. Le specifiche relative a questi dati, acquisiti con la tecnica Laser Scanner, sono riportate nell'allegato 2.

I file scaricati uno ad uno sono stati uniti a formare un unico dem utilizzando la funzione ArcGis "mosaica a nuovo raster" (Arctool-box ; strumenti di gestione dati ; dataset raster ; mosaica a nuovo raster).

Per poter unire questi dati a quelli del trentino (aventi passo 10 metri) è stato necessario passare dalla maglia 2,5x2,5 metri ad una 10x10. Per far ciò è stata utilizzata la funzione ArcGis “aggrega” (Arctool-box ; spatial analysis tools ; generalizzazione ; aggrega) con fattore di cella 4 (fattore per cui venono moltiplicate le dimensioni della cella del raster di input per ottenere le desiderate dimensioni della cella di output). La statistica scelta per determinare il valore della cella aggregata è stata “mean”; è stato cioè utilizzato il valore medio tra le quote delle celle aggregate. L’immagine sotto riporta il dem a passo 10x10 metri relativo all’altoadige che successivamente è stato unito ai dtm di Trentino e Lombardia.

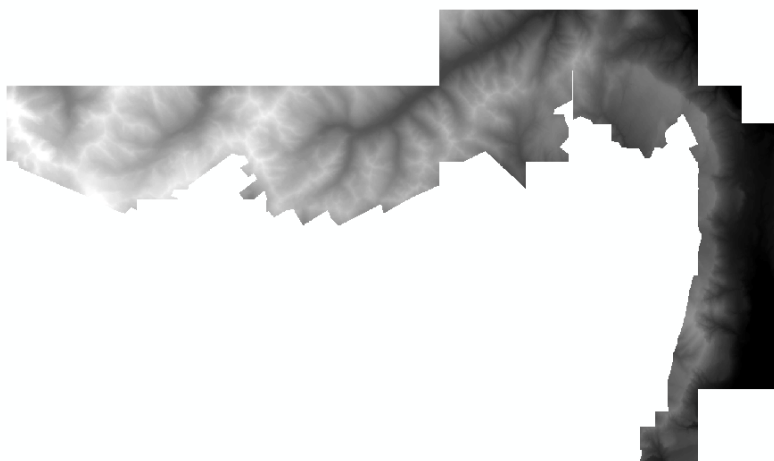


Figura 5: dem relativo all’altoadige meridionale con passo 10 metri

3.1.2.2 Dati Lombardia

I dati disponibili presso il Geoportale della Lombardia si sono rivelati inutilizzabili e di insufficiente risoluzione (dem con passo 20 metri). Il dem con passo 10 metri di quest’area è stato creato a partire dal modello digitale del terreno a copertura nazionale con griglia 20x20 metri mediante un opportuno ricampionamento. Dopo aver estratto da quest’ultimo l’area di interesse (Arctoolbox; spatial analysis tools; extraction; extract by mask; area) è stata utilizzata la funzione ArcGis “Ricampiona” (Arctoolbox; strumenti di gestione dati; raster; elaborazioni raster; ricampiona). La tecnica di ricampionamento scelta per passare dalla griglia 20x20 a quella 10x10 è stata “CUBIC convolution” che determina il nuovo valore di cella fittando una curva che attraversa le 16 più vicine celle di input.

3.1.2.3 Dati Trentino

I dati relativi al Trentino sono reperibili al sito: http://www.urbanistica-dati.provincia.tn.it/siu_css/distribuzione_dati.asp nel quale è possibile trovare il modello digitale del Terreno (DTM) della Provincia Autonoma di Trento con passo 10 metri e 40 metri (derivato dal DTM con passo 10 m). In particolare sono stati scaricati

in formato ASCII-GRID ESRI i file a passo 10 metri le cui specifiche sono riportate nell'allegato 3. I fogli scaricati erano privi di un proprio sistema di riferimento ma trovavano una giusta collocazione in un data frame riferito al sistema Monte Mario Italy1. Scaricati uno ad uno, sono stati poi uniti a formare un unico dem utilizzando la funzione ArcGis "mosaica a nuovo raster" (Arctool-box ; strumenti di gestione dati ; dataset raster ; mosaica a nuovo raster) ed esportati nel sistema di riferimento del data frame (Monte Mario Italy1). Il modello digitale del terreno così ottenuto ha ora un sistema di riferimento proprio e trova quindi giusta collocazione qualsiasi sia il sistema di riferimento del Data Frame. In particolare il sistema scelto per il data frame è stato "UTM WGS84 32 N". Esportando nuovamente il DEM rispetto a quest'ultimo si è potuto avere il modello digitale del terreno (con passo 10 metri) del Trentino nello stesso sistema di riferimento del dem relativo ad Altoadige e Lombardia. Si è potuto così unirli in un unico dem con la funzione "mosaica a nuovo raster" (Arctool-box ; strumenti di gestione dati; raster; dataset raster; mosaica a nuovo raster).

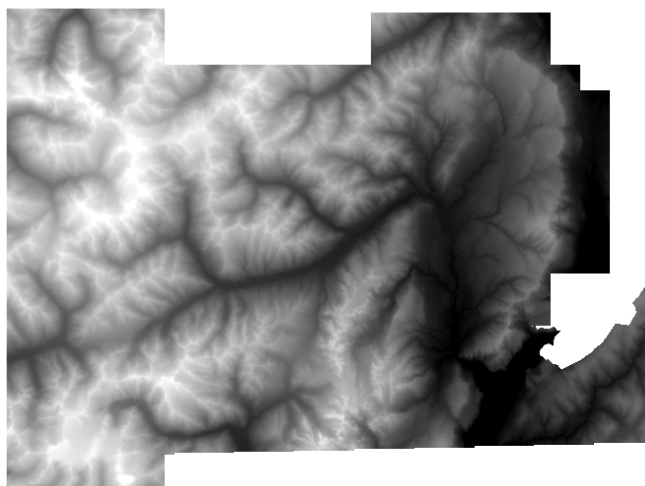


Figura 6: dem 10x10 ottenuto dall'unione dei dem relativi a Lombardia Altoadige e Trentino

3.1.3 Dem 1m

Il modello digitale del terreno di griglia un metro per un metro è stato scaricato dal sito: <http://www.lidar.provincia.tn.it:8081/WebGisIT/pages/webgis.faces>

In particolare a tale indirizzo è disponibile in formato ASC il modello digitale del terreno del trentino altoadige. La griglia dei raster è 1x1 metro per le aree che cadono in zona a (si veda l'allegato 2) e 2x2 metri per le zone che cadono nella zona b (si veda l'allegato 2). I dati relativi al dato grezzo vengono riportati nell'allegato 2.

I fogli scaricati sono stati uno ad uno uniti in un unico raster utilizzando il comando "mosaica a nuovo raster" (strumenti di Arcmap - strumenti di gestione dati - dataset

raster - mosaica a nuovo raster). Tuttavia le dimensioni su disco del file ottenuto (circa 7.5 Gb) hanno impedito che fosse utilizzato per l'estrazione del rete.

Si è scelto così di unire i raster nelle zone in cui sono state georeferenziate le teste dei canali al fine di poter comunque svolgere analisi di dettaglio in corrispondenza delle stesse. In particolare sono state individuate sei zone geografiche per ciascuna delle quali si è creato un dem (dall'unione dei dati ad essa relativi).

L'operazione è stata condotta specificando le seguenti opzioni:

- tipo di pixel: 32 bit float si tratta di un tipo di pixel che supporta i decimali
- Numero di bande:1 banda
- Dimensione cella di output: 2m

La dimensione della cella di output è stata scelta considerando che passare da una griglia di 1mx1m ad una 2mx2m avrebbe portato ad un dem più realistico di quello che si sarebbe invece ottenuto ricampionando le zone un metro per un metro.

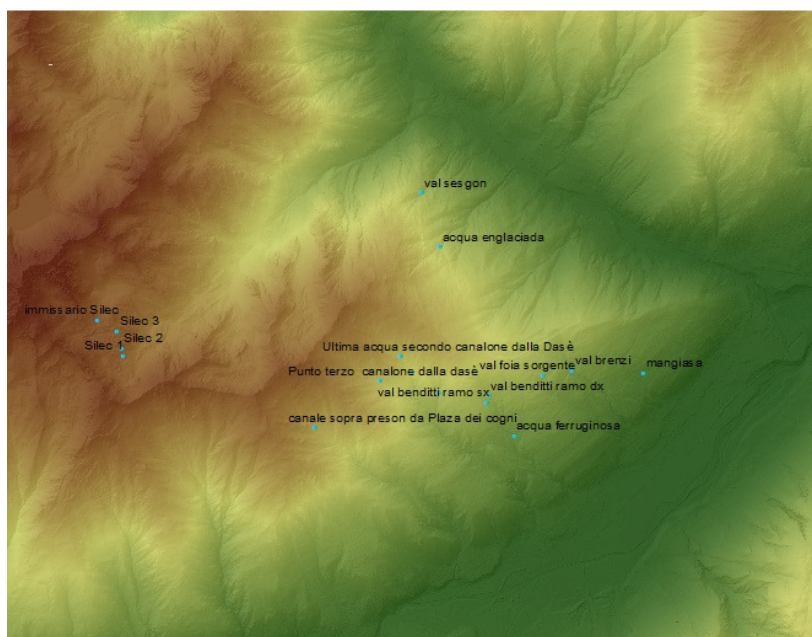


Figura 7: dem 2mx2m senza "pits" relativo all'area "Malè"; i punti blu sono alcune tra le teste georeferenziate

I dati scaricati erano privi di riferimento spaziale. Trattandosi del formato ASC trovavano opportuna posizione poichè le prime righe della matrice (riferite al sistema di riferimento WGS84 UTM 32) indicavano la collocazione degli estremi di ogni foglio. Esportandoli nel sistema di riferimento del frame gli è stato dato attribuito il sistema di riferimento WGS84 UTM 32.

3.2 Criteri di estrazione della rete

La posizione delle teste dei canali è un elemento di fondamentale importanza geomorfologica e si accompagna alla necessità di definire cosa si intenda esattamente per inizio di canalizzazione. Questo è complicato dal fatto che la posizione della testa non è fissa ma evolve secondo l'entità dei fenomeni di produzione di sedimenti e di erosione. Questi dipendono dall'erodibilità del suolo, dal tipo di vegetazione (e quindi dalla quota e dall'esposizione), dal clima e dal regime delle precipitazioni. Uno dei primi studiosi a riconoscere l'importanza geomorfologica della posizione della testa fu Horton(1945). Egli riteneva che la rete canalizzata si estendesse progressivamente sempre più a monte finché la lunghezza del versante non canalizzato a monte della testa non fosse inferiore ad un valore critico x_c . In corrispondenza di questa distanza critica il flusso superficiale diventava insufficiente a determinare l'erosione del suolo e quindi la canalizzazione. Oltre all'effetto erosivo del deflusso superficiale egli riconobbe in seguito anche l'importanza dell'erosione delle infiltrazioni delle acque sotterranee e definì la distanza critica x_c come quella distanza al di sotto della quale il potere erosivo delle acque sotterranee non è più efficace. Egli in definitiva, per primo, associò alla posizione delle teste il concetto di soglia di controllo. Questa ipotesi non implicava che la testa dovesse necessariamente trovarsi in un punto di transizione tra topografia concava e convessa, ipotesi che nacque in seguito alle considerazioni di Gilbert (1877-1909). Egli osservò che l'evoluzione dei versanti (zone convesse) è controllata dalla dominanza dei processi diffusivi, dipendenti dalla pendenza, mentre le valli si evolvevano sotto l'effetto di processi erosivi dipendenti da deflusso e pendenza. Smith e Bretherton(1972) dimostrarono matematicamente che la dominanza del processo incisivo su quello diffusivo determina la formazione di valli e quindi risulta in una topografia convergente. Ciò suggerì che i versanti sono caratterizzati dalla dominanza dei processi diffusivi che riempiono le depressioni topografiche e smussano i rilievi, mentre nei tratti canalizzati dominano i processi incisivi di scavo ed erosione. Di conseguenza molti studiosi (Smith, et al., 1972) (Kirkby, 1980) (Kirkby 1987); (Tarboton e al. 1992) associarono la transizione versante-canale alla transizione tra aree concave-aree convesse condizione, invece, non necessaria per la canalizzazione secondo l'originale ipotesi di Horton. Studi sperimentali e teorici (Montgomery, et al.) (Dietrich, et al.) (Kirkby) condotti in seguito portarono nuove evoluzioni sul significato di soglia di controllo associata alla formazione di canale e ribadirono l'indipendenza della posizione della testa dalla transizione tra topografia convergente e divergente. Si evidenziò (Montgomery, et al., 1994) che la posizione delle teste è soggetta a fluttuazioni in risposta alle variazioni stagionali, al clima, all'utilizzo del suolo e che l'estensione delle valli (e la conseguente transizione tra aree concave e convesse) è data dall'interazione tra i continui processi diffusivi e la periodica estensione del canale

verso monte (dovuta ai processi erosivi). In particolare riprendendo in parte le ipotesi di Gilbert (1877-1909) e Horton (1945) si pensò ad una soglia di controllo dipendente da deflusso e pendenza (Montgomery R., et al., 1992)(Dietrich, et al., 1993). In relazione all'avvento dell'estrazione digitale della rete, il problema di definire tale soglia di controllo divenne un problema chiave. Tutt'oggi la definizione più opportuna di soglia resta un punto cruciale per la corretta individuazione dell'estensione della rete idrografica (Helmlinger, et al., 1993). Nel presente studio sono stati utilizzati due tra i più comuni criteri di estrazione: a soglia costante (Bras, et al., 1991) e a soglia dipendente dalla pendenza (Montgomery, et al., 1988)(Dietrich, et al., 1993)(Montgomery, et al., 1994). Le reti di riferimento sono poi state scelte in base al grado di dettaglio con cui si coglievano gli inizi di canalizzazione georeferenziati.

3.2.1 Metodo "soglia costante"

La logica alla base di questo metodo è stata sviluppata per la prima volta da Gilbert [1877,1909] e assume che la testa del canale rappresenti un punto in cui alla dominanza dei processi diffusivi di versante si sostituisce quella dei processi di trasporto fluviale che dipendono anche dall'entità del flusso. Questa ipotesi portò ad associare la posizione delle teste dei canali con il punto di transizione tra profili convessi e concavi (Smith, et al., 1972)(Kirkby, 1980)(Tarboton, et al., 1992). Infatti i processi diffusivi si associano allo sviluppo di profili convessi mentre quelli concentrativi all'erosione e all'incisione di profili concavi. Tuttavia generalmente la transizione tra aree concave e convesse si associa alla transizione tra topografia convergente e topografia divergente e quindi si lega più all'evoluzione delle valli che all'inizio di una canalizzazione (Dietrich, et al., 1993)(Montgomery, et al., 1994). Il metodo di definire un'area minima di drenaggio per l'inizio di un canale fu proposto da Tarboton (1991-1992) ed è oggi il più comune metodo di estrazione digitale della rete idrografica. In pratica consiste nello specificare un valore di area contribuente critica che definisce l'entità minima del flusso necessaria perchè inizi un canale (e quindi perchè i processi erosivi dominino su quelli diffusivi). I pixel aventi area drenante inferiore a tale soglia non sono considerati canale e viceversa. Il valore di soglia critica si stabilisce cercando fra le reti estratte quella che visivamente si accosta meglio alla rete della cartografia ufficiale. Spesso tuttavia le carte topografiche danno una rappresentazione povera della rete reale e non rappresentano i canali di ordine minore (Montgomery, et al., 1993).

3.2.2 Metodo di estrazione con soglia dipendente dalla pendenza

Il criterio di estrazione basato su un'area di supporto costante è più appropriato per riconoscere la transizione tra aree concave e convesse piuttosto che per identificare le

teste dei canali (Dietrich, et al., 1993)(Montgomery, et al., 1994). L'osservazione di un legame di proporzionalità inversa tra area di drenaggio e pendenza(Montgomery, et al., 1989)(Montgomery R., et al., 1992) (Dietrich, et al., 1993) portò alla formulazione di un criterio basato su un valore di soglia che dipende sia dall'area di drenaggio che dalla pendenza. Tale criterio è stato riconosciuto teoricamente ed empiricamente più appropriato per una corretta estrazione della rete di drenaggio (Montgomery R., et al., 1992)(Montgomery, et al., 1993)(Montgomery, et al., 1994). In particolare, basandosi sull'analisi di dati sperimentali Montgomery e Dietrich (1992) hanno suggerito un criterio di estrazione che definisce canalizzati quei siti per cui il prodotto tra pendenza locale S_i elevata all'esponente k e l'area di drenaggio A_i eccede un certo valore di soglia T :

$$A_i S_i^k > T$$

L'esponente K che essi utilizzarono è 2, valore che dedussero sperimentalmente in seguito a studi di campo condotti in California, New Jersey e Oregon (tale valore è stato utilizzato anche per l'estrazione della rete nel presente studio). La relazione di proporzionalità tra area e pendenza varia però al variare del processo di inizio canalizzazione che descrive.

Montgomery and Dietrich (1994) classificarono quattro tra i processi dominanti emersi dagli studi di campo condotti. Di seguito si riporta questa classificazione che però è difficilmente applicabile in un ambiente alpino quale quello considerato. Tra l'ambiente visitato e l'ambiente ai cui dati si riferirono Montgomery e Dietrich vi è infatti una profonda differenza di vegetazione, storia geologica e regime delle precipitazioni. Inoltre in natura la formazione di una testa avviene per combinazione di circostanze e processi molto diversi.

I quattro principali processi di inizio canalizzazione classificati da Montgomery e Dietrich(1994) sono :

- Inizio di canalizzazione per deflusso superficiale Hortoniano nell'ipotesi di deflusso superficiale laminare. Questo meccanismo di canalizzazione controlla la formazione di canali in ambienti erbosi o ricoperti di fitta vegetazione. Il flusso superficiale incontra la resistenza dell'erba e dunque può assumersi laminare. La relazione che lega area contribuyente e pendenza locale si esprime come:

$$a_{cr} = \frac{2 \tau_{cr}^3}{(R - I)k\rho_w^3 \nu g^2 S^2}$$

dove R è l'intensità di pioggia che viene assunta costante, I indica la capacità di infiltrazione del terreno, S è la pendenza locale, a_{cr} è l'area contribuente per unità di lunghezza, τ_{cr} è lo sforzo tangenziale "critico" necessario per l'incipiente movimento, k è la rugosità della superficie in forma adimensionale, ν è la viscosità cinematica. L'equazione prevede una relazione non lineare inversa in cui l'area di drenaggio a_{cr} è inversamente proporzionale al quadrato della pendenza S (Montgomery, et al., 1994).

- Inizio di canalizzazione per deflusso superficiale Hortoniano nell'ipotesi di deflusso superficiale turbolento. Questo processo di inizio di canalizzazione è caratteristico di ambienti aridi o suoli privi di vegetazione. La relazione che lega area contribuente a pendenza locale si esprime come:

$$a_{cr} = \frac{2 \tau_{cr}^{\frac{5}{3}}}{(R - I)n(\rho_w g)^{\frac{5}{3}} S^{\frac{7}{6}}}$$

dove n è il coefficiente di resistenza di Manning e le altre lettere hanno il significato sopra illustrato. Anche questa equazione esprime proporzionalità inversa tra pendenza locale e area di drenaggio (Montgomery, et al., 1994).

- Inizio di canalizzazione per erosione per infiltrazione. Questo processo avviene in presenza di gradienti idraulici sufficienti a determinare l'infiltrazione negli strati superficiali. La relazione che lega area contribuente a pendenza locale è:

$$a_{cr} = \frac{TS}{R}$$

Dove T rappresenta la trasmissività del suolo, S la pendenza locale ed R l'intensità di pioggia (assunta costante). L'equazione prevede una relazione lineare positiva tra l'area di drenaggio a_{cr} e la pendenza locale S (Montgomery, et al., 1994).



Figura 8: testa di canale georeferziata nell'area "Cascate del Saent", esempio di canalizzazione per erosione da infiltrazione

Questo processo di inizio di canalizzazione avviene anche in presenza di discontinuità locali che costituiscono vie preferenziali per l'infiltrazione dell'acqua: il flusso sotterraneo più superficiale si incanala in fratture di diversa natura quali tane di animali o cunicoli scavati dalle radici. L'acqua fluisce attraverso questi percorsi scavando dove incontra meno resistenza e creando disturbi nel campo del gradiente idraulico delle falde superficiali. Ciò determina un'aumento di pressione nei pori che può innescare piccole frane.

In altri casi il processo erosivo è determinato dall'erosione delle pareti del condotto che collassano. I due fattori principali che governano questo fenomeno sono velocità del flusso e portata (Dietrich, et al., 1993).



Figura 9: l'acqua sgorga copiosa da sotto una radice in un fitto sottobosco (località Val Foia 1350m slm)22 Agosto

- Inizio di canalizzazione per deflusso superficiale da saturazione. Questo processo di canalizzazione incorpora le caratteristiche di entrambi: deflusso Hortoniano ed erosione da infiltrazione. È caratteristico di ambienti umidi ricoperti da strati di terreno. La relazione area-pendenza è:

$$a_{cr} = \frac{2\tau_{cr}^3}{Rk\rho_w^3\nu g^2 S^2} + \frac{TS}{R}$$

Essa prevede che l'area di drenaggio sia inversamente proporzionale al quadrato della pendenza S quando questa è lieve e quindi quando il secondo membro dell'equazione perde importanza rispetto al primo. Viceversa in aree caratterizzate da pendenza elevata il primo termine diventa poco rilevante e la relazione area pendenza diviene lineare.



Figura 10: Val montes, esempio di meccanismo di inizio di canalizzazione per deflusso superficiale da saturazione

- Inizio di canalizzazione per frane e movimenti di terra. Questo meccanismo è controllato dall'entità della pressione raggiunta dall'acqua nei pori del terreno: il flusso si accumula in uno unico luogo e determina un aumento di pressione tale da innescare l'instabilità del pendio. La relazione che lega l'area contribuente alla pendenza locale si esprime come (Montgomery, et al., 1989):

$$a_{cr} = \frac{zK \cos(\theta) \sin(\theta)}{R} * \left[\frac{C'}{\rho_w g z \cos^2(\theta) \tan(\vartheta)} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan(\theta)}{\tan(\vartheta)} \right) \right]$$

Dove C' è la coesione effettiva del suolo, ρ_s è la densità del suolo, θ è l'angolo di inclinazione del terreno, ϑ è l'angolo d'attrito interno del terreno, K è la conduttività idraulica del terreno saturo.

Questa relazione si basa sull'accoppiamento di un modello di stabilità del suolo con un modello di flusso sotterraneo. Essa prevede proporzionalità non lineare tra area a_{cr} e pendenza $\tan(\theta)$ ed è caratteristica di ambienti montani a forte pendenza (Montgomery, et al., 1988).



Figura 11: Val Sesgon: esempio di inizio canalizzazione per frane e smottamenti; la testa del ruscello poco evidente è stata cerchiata in rosso

La diversità delle relazioni area-pendenza al variare del meccanismo di inizio di canalizzazione da l'idea della difficoltà di cogliere con un unico criterio di estrazione tutte le teste presenti in un ambiente molto eterogeneo.

L'eterogeneità spaziale della densità di drenaggio che deriva dall'applicazione un criterio dipendente dalla pendenza (che porta ad una densità di drenaggio maggiore nelle aree più pendenti e minore nelle aree di minor pendenza) trova quindi pieno riscontro negli ambienti naturali e consente, rispetto al criterio a soglia costante, una rappresentazione più realistica della rete idrografica. I due criteri comunque dovrebbero portare all'identificazione della stessa rete se il bacino fosse caratterizzato da scarsa variabilità della pendenza (Montgomery, et al., 1993).

3.3 Software e Algoritmi utilizzati per l'estrazione della rete

L'estrazione della rete è stata effettuata utilizzando gli algoritmi del software TAUDDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Models): un software sviluppato dall'USU (Utah State University) per l'analisi idrologica dei modelli digitali del terreno e per la delineazione dei bacini idrografici scaricabile dal sito: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0>.

Si specificano di seguito input, output, criteri di calcolo dei principali algoritmi utilizzati per l'estrazione della rete e per le statistiche svolte.

3.3.1 Algoritmo "Pit removal"

Prima di procedere all'estrazione automatica della rete è necessario ottenere un DTM "hydrologically correct" ovvero un dtm privo di "pits".

Si tratta di pixel aventi quota inferiore a quella dei pixel che li circondano che, in quanto depressioni, interrompono il flusso dell'acqua attraverso il dem. Infatti non ci può essere drenaggio da pixel avente quota inferiore a pixel avente quota superiore e il flusso entrante in questi pixel non può continuare il suo percorso.

I "pits" sono considerati errori nella mappatura del territorio che impediscono la corretta definizione del percorso di drenaggio e devono quindi essere rimossi.

Questo algoritmo li identifica e ne eleva la quota così che questa sia appena superiore a quella del pixel più basso che lo circonda. In questo modo il flusso non si interrompe in corrispondenza della depressione. L'input di questo algoritmo è un raster "nome.tif" mentre l'output è un raster "nomefel.tif" che differisce dal primo solo per le quote dei pixel "pits". Questo output è il dato che viene utilizzato nelle successive fasi di estrazione della rete.

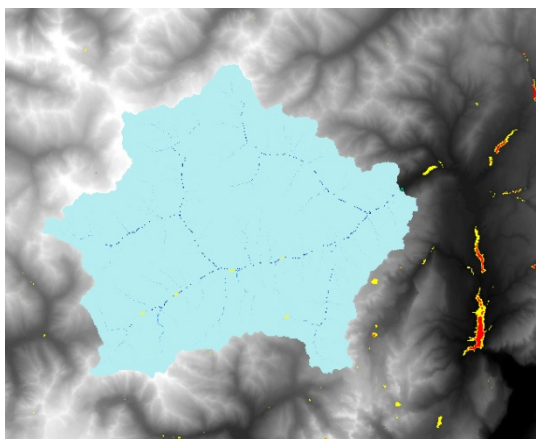


Figura 12: immagine relativa al dem 20x20: i pits sono rappresentati in giallo se rappresentano depressioni tra 0-40 metri e in rosso se sono depressioni tra i 40-120 metri; solo una piccola parte di essi cade all'interno del bacino in esame (area azzurra)

3.3.2 Algoritmo “d8 flow direction”

La funzione Taudem Basic grid Analysis “D8 flow direction” ha come output due matrici:

- i pixel della prima contengono un numero che indica verso quale degli 8 pixel adiacenti sta drenando il pixel stesso; nello specifico i numeri che identificano le otto direzioni sono assegnati come in figura 9.
- i pixel della seconda sono i valori della tangente dell’angolo di inclinazione del versante valutata nella direzione di maggior pendenza .

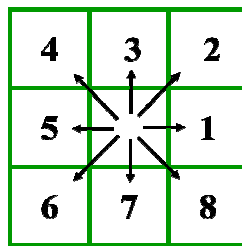


Figura 13: valori numerici che contraddistinguono le otto possibili direzioni di drenaggio: 1 -Est, 2 - Nordest, 3 - Nord4 – Nord ovest, 5 - ovest, 6 - Sudest, 7 - Sud, 8 - Sudest

L’input di questo algoritmo è invece la matrice delle quote del terreno e in particolare il raster output dell’algoritmo “pit removal”.

Tra le otto possibili direzioni (di qui il nome “D8 flow direction”) che congiungono il pixel di interesse a quelli che lo circondano la direzione di drenaggio è quella caratterizzata dalla massima pendenza. La pendenza è valutata come tangente dell’angolo di inclinazione del versante nella direzione di drenaggio precedentemente individuata.

Nelle aree pianeggianti le direzioni di drenaggio sono assegnate da terreni a quota maggiore a terreni a quota inferiore secondo il metodo di Garbrecht e Marts (1997).

3.3.3 Algoritmo a direzione multipla: “D infinity flow direction”

Analogamente all’algoritmo D8 anche questo algoritmo ha come output due matrici di cui la prima individua la direzione del flusso e la seconda restituisce la pendenza lungo tale direzione. In questo caso però le possibili direzioni del flusso non sono più otto (le otto celle che circondano il pixel considerato) ma infinite.

In particolare, secondo il criterio proposto da Tarboton (1997), la direzione di drenaggio è quella avente maggior pendenza all’interno delle otto facce triangolari formate dalla griglia 3x3 centrata nella cella di interesse. La direzione del flusso è

individuata da un angolo espresso in radianti e misurato a partire dalla direzione est in senso antiorario.

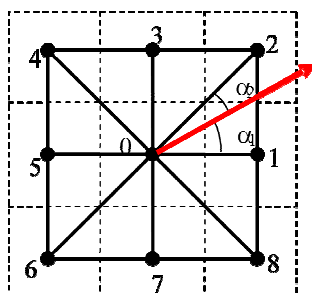


Figura 14: griglia 3x3 alla base del computo del Dinfinitly flow direction

Il flusso si considera ripartito tra le due celle confinanti che definiscono la faccia triangolare in cui cade la direzione di maggior pendenza. La ripartizione avviene proporzionalmente agli angoli che si formano tra la direzione di maggior pendenza e le direzioni congiungenti pixel di interesse e celle circostanti (si veda figura 14).

Come per l’algoritmo “D8 flow direction” il valore della pendenza è la tangente dell’angolo d’inclinazione del versante nella direzione di maggior pendenza.

3.3.4 Algoritmo “Grid Network”

Questo algoritmo ha come input il raster che definisce le direzioni di drenaggio calcolate secondo il metodo “D8 flow direction”.

Input opzionali sono poi l’outlet di interesse, se eventualmente si volesse definire una sezione di chiusura in particolare e una “mask grid” attraverso la quale è possibile definire il dominio cui applicare l’algoritmo. In dettaglio se la “mask grid” ha valore superiore ad un valore di soglia specificato viene considerata parte del dominio di interesse, altrimenti, viene etichettata “no data”.

Gli output di questa funzione Taudem sono tre raster i cui pixel riportano rispettivamente:

- *il numero di ordine di Strahler*: si tratta di un valore utilizzato per la classificazione dei rami di una rete idrografica secondo la gerarchia dei tributari. In particolare i canali che hanno origine dalle sorgenti hanno ordine di Strahler uno; i rami che derivano dalla confluenza di due rami di ordine diverso hanno l’ordine del maggiore dei due confluenti; i rami che derivano dalla confluenza di due rami aventi stesso ordine w hanno ordine $w+1$. Infine se più di due rami si uniscono il ramo generato assume l’ordine più elevato dei rami in entrata oppure il secondo ordine più grade aumentato di uno.

- *il percorso più lungo a monte del pixel in questione*: massima tra le distanze misurate lungo il percorso inverso del flusso fino al primo pixel che in esso drena. Le lunghezze sono misurate tra i centri delle celle e tenendo conto della dimensione del pixel e se la direzione di drenaggio è adiacente o ortogonale.
- *il percorso totale a monte del pixel di interesse*: la somma delle lunghezze di tutti i percorsi a monte del pixel che in esso si esauriscono. Anche in questo caso l'algoritmo tiene conto della dimensione del pixel e della direzione di drenaggio seguita dal flusso.

3.3.5 Algoritmo "D8 contributing area"

Questo algoritmo calcola il numero di celle il cui flusso confluisce nel pixel in esame a partire dal raster che definisce le direzioni di drenaggio calcolate secondo il metodo "D8 flow direction". La logica alla base di questo computo è brevemente di seguito illustrata.

Uno scalare, A_i , denota l'area drenante totale che è il numero di pixel che drenano attraverso il link i -esimo. Essa, in unità pixel, si può scrivere come:

$$A_i = \sum_{j \in n(i)} W_{ij} * A_j + 1$$

Dove j indica una delle otto celle che circondano il pixel i -esimo e W_{ij} è un operatore funzionale unitario o nullo:

$$W_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{se } i \text{ e } j \text{ sono connessi ovvero se } j \rightarrow i \text{ è una direzione di drenaggio} \\ 0 & \text{altrimenti} \end{cases}$$

L'area unitaria aggiunta al contributo delle celle che circondano il pixel si riferisce all'area drenante dello stesso.

L'output di questo algoritmo quindi è un raster i cui pixel sono contraddistinti dal numero di celle contribuenti a monte di esso, più uno (che rappresenta il contributo al flusso della cella stessa).

É anche possibile specificare come input lo shapefile di un outlet di interesse: il software considera solo le celle il cui flusso confluisce nel pixel "outlet" e classifica come "no data" le rimanenti. In questo modo si può identificare l'area drenante a monte del punto scelto.

Un'ulteriore opzione consente di verificare la presenza di "edge contamination" ovvero la possibilità di sottostimare l'area contribuente per non aver valutato l'area al di fuori del dominio. Questo accade quando vi è drenaggio da aree al di là dei confini o da aree

"no data". L'algoritmo si accorge di ciò e riporta "no data" per le celle che ne sono condizionate.

3.3.6 Algoritmo "D infinity contributing area"

Calcola l'area contribuente a monte di ogni pixel a partire dalle direzioni di flusso definite con il metodo "Dinfinity". Il risultato viene riportato in termini di area specifica ovvero di area contribuente per unità di lunghezza. Questo valore è dato dal numero di pixel che drenano in quello di interesse moltiplicato per la dimensione della cella (o per l'area della cella divisa per la dimensione della stessa).

Anche questo algoritmo consente di verificare la presenza di "edge contamination" e di definire un outlet di interesse a monte del quale considerare l'area contribuente. I pixel che non drenano nella sezione di chiusura scelta vengono etichettati come "no data".

É possibile definire come ulteriore input un "raster weight" che specifichi i contributi al flusso di ogni cella. Utilizzando tale opzione il risultato viene riportato direttamente come somma dei pesi senza essere scalato in base alle dimensioni della cella (Tarboton, 2013).

3.3.7 Algoritmo "distance to stream"

Questo algoritmo calcola per ogni pixel la distanza orizzontale percorsa lungo la direzione del flusso, definita secondo il metodo "D8 Flow Directions", fino a incontrare un pixel canale.

Perchè possa effettuare tale computo sono quindi necessari due input:

- *il raster delle direzioni di drenaggio*: l'output dell'algoritmo "D8 Flow Directions"
- *il raster che individua la rete canalizzata*. Questo raster non deve necessariamente essere una matrice derivante dall'estrazione della rete e quindi costituita da elementi 0 per i pixel non canalizzati ed elementi 1 per i pixel canalizzati. L'algoritmo infatti accetta anche matrici aventi valori maggiori di 1 purchè associate ad un parametro T che definisce la soglia al di sopra della quale il pixel si ritiene canalizzato. Il valore di T può essere esclusivamente un valore intero. Questo consente di poter definire la rete canalizzata da cui calcolare la distanza utilizzando i raster "contributing area" e definendo un'opportuno valore di soglia T (e quindi senza che la rete debba essere necessariamente già stata estratta).

3.3.8 Algoritmo “distance up”

Questo strumento calcola la distanza percorsa in senso inverso lungo la direzione del flusso, definita dall'algoritmo “D-infinity flow directions”, fino ad incontrare un pixel di area di drenaggio unitaria (in cui non drena alcuna altra cella) o “ridge cell”. Poiché secondo il criterio “D-infinity flow directions” molti flussi possono convergere in un'unica cella, qualsiasi pixel potrebbe avere a monte di esso molte “ridge cells” e quindi l'algoritmo potrebbe calcolare diverse distanze per un'unico pixel. Per avere un unico risultato è possibile scegliere tra tre metodi di calcolo: quello che considera la distanza massima, quello che considera la distanza minima e quello che considera la distanza pesata sui percorsi.

In alternativa, volendo individuare un'unica “ridge cell” per ogni pixel, si deve specificare una percentuale di flusso T oltre la quale la cella si considera contribuente al flusso del pixel di interesse. Ponendo $T=0.5$ si ottiene un risultato equivalente a quello che si avrebbe con direzioni di drenaggio determinate secondo il “D8 flow model”(Tarboton, 2013).

Gli input di questo algoritmo sono gli output dello strumento “Dinfinity flow direction”, il dem depurato della presenza dei “pits”, la percentuale T e il tipo di distanza da calcolare (massima, minima o pesata e orizzontale, verticale o pitagorica).

3.3.9 “Stream definition by threshold”

Questo algoritmo definisce canalizzati i pixel aventi area di drenaggio maggiore di una data soglia specificata dall'utente. In particolare può essere utilizzato sia a partire dall'output del “D8 Contributing area” sia a partire dall'output del “Dinfinity Contributing area”. In ogni caso la matrice di input deve avere valori che aumentano in modo monotono lungo le direzioni del “D8 flow directions” in modo che la rete risultante sia continua.

L'output di questo algoritmo è una matrice di valori 1 e 0 che identificano rispettivamente pixel canale e pixel non canalizzati.

È possibile specificare una “mask grid” per restringere ad essa il dominio cui applicare l'algoritmo.

3.3.10 “Slope-Area Stream definition”

Questo algoritmo crea una matrice di (1,0) in cui i pixel canalizzati sono indicati con il valore 1 e i cui pixel non canalizzati hanno valore nullo. Il criterio che utilizza per considerare se un pixel è o meno canalizzato è il metodo slope-area suggerito da Montgomery and Dietrich (1992).

Questo metodo definisce l'inizio della rete dove il prodotto $(S^m)(a^n) = T$ uguaglia o eccede un dato valore T di soglia definito dall'utente. Nell'espressione suscritta, S, indica la pendenza output del "Dinfinity flow direction", a è l'area specifica per unità di lunghezza output del "Dinfinity contributing area", m e n sono opportuni coefficienti che possono essere specificati dall'utente. In particolare secondo il metodo suggerito da Montgomery and Dietrich (1992) m è pari a 2 ed n è pari ad 1. Una volta che un pixel viene definito canalizzato la rete continua verso valle seguendo le direzioni del "D8 flow direction".

Gli input di questo algoritmo sono quindi: l'output del "D8 flow direction", la matrice delle pendenze output del "Dinfinity flow direction", l'output del "Dinfinity contributing area" e il valore T di soglia.

Gli output sono invece tre matrici: la prima è una "stream raster grid" che distingue i pixel canalizzati dai pixel non canalizzati, la seconda è la matrice dei valori $(S^m)(a^n) = T$ relativi ad ogni pixel, la terza è una matrice che contiene il massimo valore di T a monte del pixel di interesse.

3.4 Reti estratte

Tra le reti idrografiche estratte si sono considerate quelle le cui estremità più coincidevano con i punti georeferenziati. Si riportano di seguito le reti scelte tra quelle estratte per il dem 20x20 metri :

- "D8T200" : coglie praticamente tutti i punti rilevati. Spesso però sovrastima la lunghezza del tratto canalizzato. Considerata la piovosità della stagione in cui sono state rilevate le teste dei canali, i tratti a monte delle teste non dovrebbero risultare canalizzati. Pertanto si può affermare con sicurezza che la densità di drenaggio corrispondente a questa rete è maggiore di quella reale.
- "D8T400" : non coglie tutte le teste rilevate sperimentalmente. In generale, nonostante qualche eccezione sottostima la lunghezza canalizzata delle rete.
- "Slope-area3000": coglie praticamente tutti i punti rilevati. Spesso però sovrastima la lunghezza del tratto canalizzato.
- "Slope-area4000": coglie le teste collocate sui tratti principali ma non attribuisce la corretta estensione ad alcuni affluenti minori presenti anche tutto l'anno. Ha il pregio di non essere molto ramificata.

Una volta scelte tali reti per il dem 20x20 metri sono state estratte le corrispondenti (aventi stesso valore di soglia espresso in metri quadri) per il dem 10x10 metri.

3.4.1 Definizione di densità di drenaggio

Per caratterizzare le reti estratte si è calcolata la densità di drenaggio ad esse corrispondenti.

Si tratta di una proprietà fondamentale del territorio naturale ed esprime il grado di dissezione del paesaggio solcato dalle correnti. Essa varia con il clima, con la vegetazione, con le proprietà del suolo e della roccia e con i processi di evoluzione dei versanti (Tucker, et al., 2000).

Horton (1932) (1945) definì la densità di drenaggio come il rapporto tra la lunghezza totale della rete dei canali e l'area totale del bacino:

$$D = \frac{L_{canalizzata}}{A_{bacino}}$$

La densità di drenaggio ha dunque le dimensioni inverse di una lunghezza ed è fisicamente legata alla distanza media $\langle L \rangle$ che una persona deve percorrere da un punto qualsiasi del bacino prima di incontrare un canale (Horton, 1932):

$$D = \frac{1}{2 \langle L \rangle}$$

Una definizione alternativa alla prima ma adimensionale è il rapporto:

$$D = \frac{\# \text{ pixel canale}}{\# \text{ pixel del bacino}}$$

A differenza delle proprietà continue del terreno quali la quota o la pendenza locale, la densità di drenaggio è una quantità mediata nello spazio. Tuttavia se intesa come misura della distanza da percorrere lungo i versanti prima di incontrare un canale diviene una proprietà che varia nello spazio e queste variazioni spaziali sono di grande interesse per interpretare i processi geomorfologici, verificare modelli teorici e fornire input ai modelli idrologici (Tucker, et al., 2000).

Secondo questo concetto è stata introdotta (Tucker, et al., 2000) una definizione alternativa a quella Hortoniana che si riferisce ad una proprietà locale facilmente misurabile: la distanza tra un punto dato e il più vicino pixel canale lungo il percorso di drenaggio. Questa definizione è utile per mappare la variazione della densità di drenaggio utilizzando le mappe digitali: trattando la distanza dal canale come una

Tabella 1: valori delle densità di drenaggio caratteristiche delle reti estratte

dem 10 m			
rete estratta	<Lh>	Dd=1/<Lh> (1/Km)	Horton Dd (1/km)
d8_800	341.15	1.46	2.09
d8_1600	432.01	1.15	1.41
sa_1500	361.49	1.38	4.47
sa_2000	400.01	1.24	3.58
dem 20 m			
rete estratta	<Lh>	Dd=1/<Lh> (1/Km)	Horton Dd (1/km)
d8_200	283.72	1.76	2.33
d8_400	386.93	1.29	1.54
sa_3000	411.45	1.21	2.03
sa_4000	459.59	1.08	1.69

3.4.3 Confronto con la rete ufficiale

Generalmente il valore della soglia di estrazione è scelto sulla base del confronto visivo tra le reti estratte e la rete idrografica ufficiale delle carte topografiche.

Nel caso in esame la disponibilità degli 86 inizi di canalizzazione georeferenziati ha permesso di definire la rete “vera” senza ricorrere a tale confronto.

Si effettua comunque un paragone tra le rete scelta per riferimento e lo shape della rete ufficiale del trentino reperita al sito: <http://dati.trentino.it/dataset/idrografia-principale-980494>.

Le rete estratta di riferimento e utilizzata in questo confronto, poichè tra tutte meglio coglie le teste georeferenziate, è la rete “sa4000” estratta con criterio dipendente dalla pendenza e con valore di soglia pari a 4000.

Il confronto evidenzia che la rete idrografica ufficiale non coglie numerosi rami di ordine inferiore la cui esistenza è stata verificata sul campo. La rete di riferimento infatti è molto più dettagliata e ramificata e presenta generalmente aste di lunghezza superiore a quelle della rete ufficiale.

Analoghe considerazioni valgono per la rete “d8T400” che però in quanto estratta con un criterio a soglia costante ha meno efficacia rappresentativa.

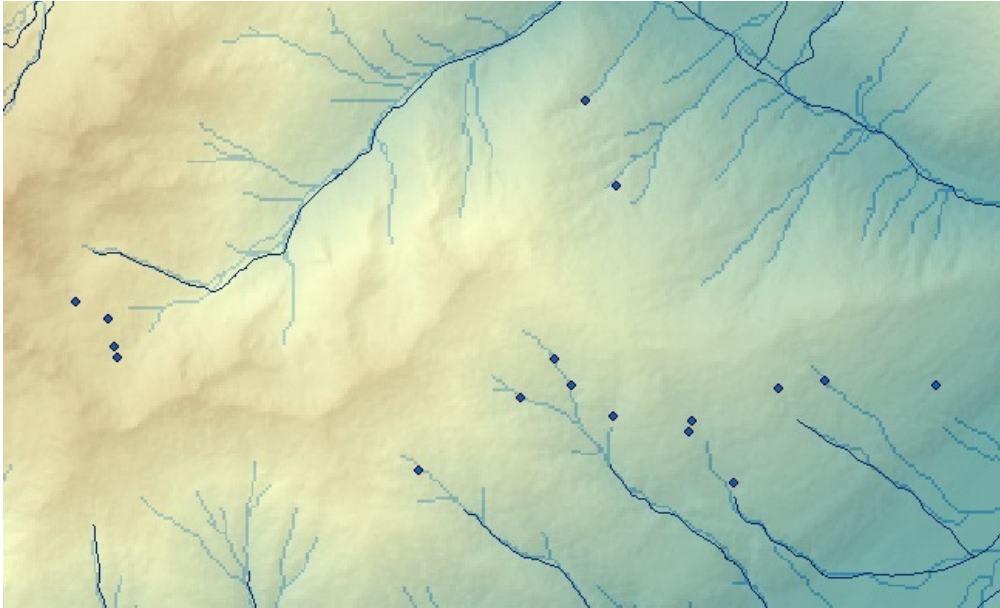


Figura 16: confronto tra la rete sa4000 (rete più chiara) e lo shape della rete ufficiale (rete più scura) (area Malè)

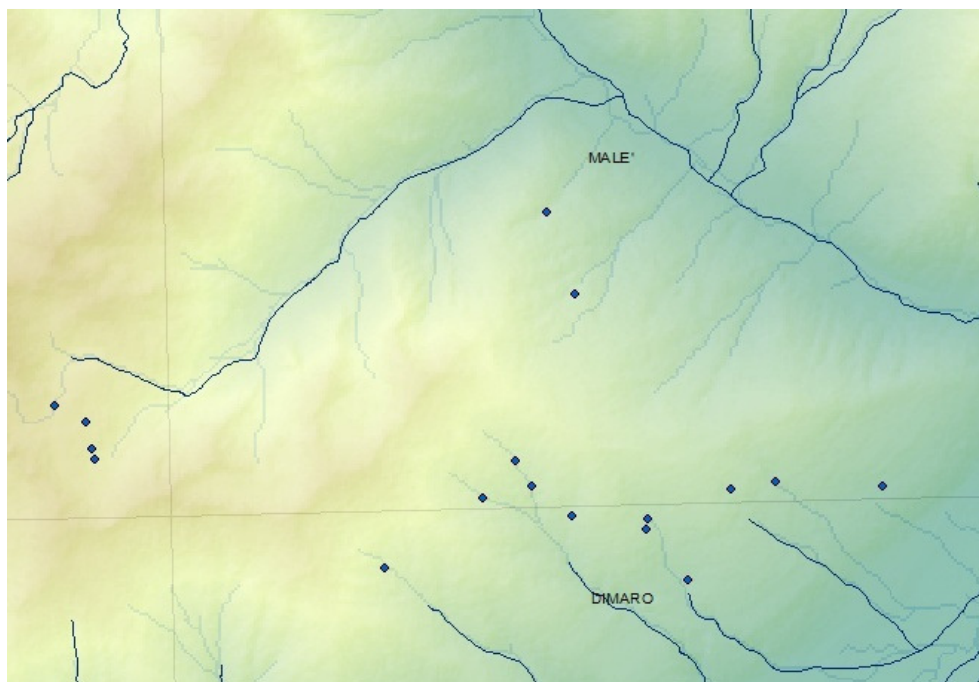


Figura 17: confronto tra la rete d8T400 (rete più chiara) e lo shape della rete ufficiale (rete più scura) (area malè)

Capitolo 4

Analisi di campo

4.1 Definizione di “testa” del canale

Si sono georeferenziati 86 inizi di canalizzazione in diverse aree geografiche appartenenti al bacino idrografico del Noce (si vedano in allegato 6 le coordinate UTM WGS84 32N raccolte). Le rilevazioni sono state eseguite dal 3 al 31 Agosto 2014. Si è trattato di un'estate con piovosità anomala decisamente superiore alle medie stagionali.

L'estensione della rete secondo le rilevazioni di campo può immaginarsi quindi come un caso limite dell'estensione della rete di drenaggio caratteristica del periodo estivo. Le aree geografiche in cui sono state effettuate le rivelazioni sono state scelte considerando le difficoltà logistiche di avvicinamento della testa, i tempi necessari per raggiungerla, e la previa conoscenza dei luoghi. Si tratta di aree molto eterogenee caratterizzate da quote, esposizioni e caratteristiche geologiche piuttosto diverse. Si è spesso ricorso alle conoscenze dei vecchi abitanti del luogo che, in quanto vecchi pastori, o per aver partecipato alla realizzazione dei vecchi acquedotti e delle canalette per l'irrigazione dei canali rurali, conoscevano la posizione di numerose sorgenti.

Si sono seguiti gli affluenti del torrente risalendone il corso fino alle teste. Pur rendendo più difficili spostamenti e l'orientamento l'abbondanza di precipitazioni ha permesso di riconoscere molte teste con maggior facilità: non si è quasi mai osservata l'indicazione morfologica di un tratto canalizzato senza osservare anche la presenza d'acqua.

Per georeferenziare la posizione di una testa è prima necessario specificare cosa effettivamente si intenda per essa. La definizione cui si è fatto riferimento è quella definita da Dietrich e Dunne (1993): *“.. la nostra definizione della testa del canale è una definizione morfologica che è utile anche in assenza di flusso d'acqua ed è in accordo con quella di Calver (1978) che definisce un canale come un'incisione del suolo tale che se cessasse il flusso d'acqua, almeno inizialmente, resterebbe apparente la prova morfologica del suo precedente corso .”*

“Testa di canale” quindi non è un sinonimo di “testa del deflusso”: un termine che invece indica il punto più a monte in cui, in un certo istante, sia presente un flusso superficiale concentrato. Invece la testa del canale è l’estremità di un flusso d’acqua concentrato fra sponde definite ed è quindi distinguibile come caratteristica morfologica anche in assenza di flusso.

Questo riduce l’incertezza che si associa alla variazione della posizione delle teste dovuta all’alternanza delle stagioni, all’utilizzo del suolo o al tipo di clima.

Una corrente nutrita da un flusso superficiale potrebbe infatti estendersi fino ad una depressione paludosa al di sopra della testa del canale (si tratta di una situazione frequentemente osservata data l’anomala piovosità del periodo: si veda la figura 19) oppure in condizioni di aridità spostarsi più sotto. Indipendentemente da queste fluttuazioni la testa è individuabile lì dove si riconoscono le tracce morfologiche di sponde in presenza o assenza di flusso d’acqua (Dietrich, et al., 1993). Inoltre “testa di canale” non è sinonimo di aree a topografia concava.

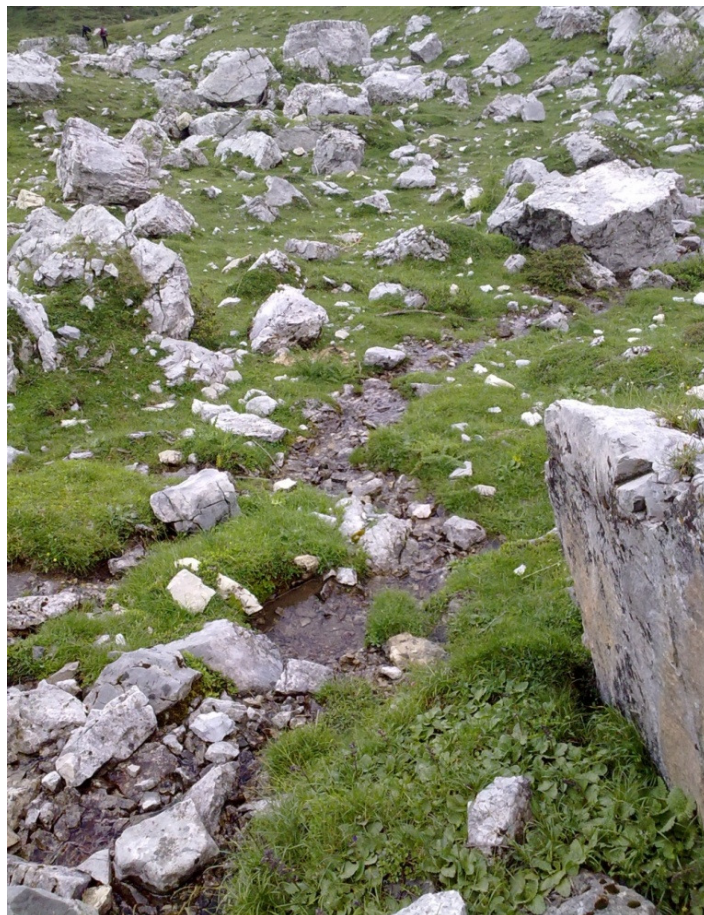


Figura 18: foto di una testa del canale morfologicamente ben individuabile (foto località Dolomiti di Brenta, 18 Agosto)



Figura 19: esempio di flusso superficiale concentrato tra l'erba a monte della testa del canale (località Silech, 24 agosto)

Questa definizione si differenzia da quella di Tarboton (1988) che invece considera rete di drenaggio tutti i percorsi del flusso d'acqua e quindi, al ridursi della scala di osservazione, considera parte della rete anche il flusso dell'acqua tra le radici dell'erba. La definizione morfologica di Dietrich e Dunne (1993) esclude inoltre aree paludose o torbose a monte delle teste come anche calanchi e letti di frane in cui non si colga l'indicazione di trasporto fluviale.

4.2 Strumento di georeferenziazione: il GPS

Lo strumento utilizzato per la rilevazione delle coordinate è un GPS (Global positioning system) Garmin modello Oregon650. Questo dispositivo può registrare e memorizzare la propria posizione e consente quindi di salvare le coordinate di un punto di interesse per l'utente.

É inoltre possibile scegliere (menu - impostazioni - formato posizione) di registrare le coordinate in diversi sistemi di riferimento.

Nel nostro caso si è scelto :

- formato posizione: UPS UTM (proiezione universale trasversa di Mercatore)
- map datum: WGS 84
- sferoidale mappa: WGS 84



Figura 20: impostazioni sistema di riferimento per il GPS

Per memorizzare la propria posizione è sufficiente premere il tasto configurabile dall'utente e salvare riportando, se necessario, eventuali commenti riguardanti il punto di interesse. Prima di salvare la posizione è necessario accertarsi che la ricezione satellitare sia la migliore possibile (aspettando finché l'errore indicato non diminuisca). Infatti la localizzazione della propria posizione deriva dall'elaborazione delle informazioni inviate dai satelliti al ricevitore GPS attraverso un segnale radio. La presenza di eventuali ostacoli fisici, quali pareti rocciose o vegetazione, ostacola la trasmissione di tale segnale. Pertanto spesso ci si è dovuti accontentare di registrare le coordinate del punto nonostante l'errore indicato (si veda la figura 21) superasse i dieci metri.



Figura 21: Schermata del Gps in cui comparivano posizione e incertezza della misura

4.3 Relazione slope-area per le teste georeferenziate

In una certa area si possono riconoscere diversi processi di inizio canalizzazione che riflettono variazioni della pendenza, tipo e spessore del suolo, tipo e densità della vegetazione. In un ambiente uniforme la posizione delle teste può essere controllata da un singolo processo di inizio di canalizzazione. In ambienti caratterizzati da un'alta varietà di pendenze e di proprietà del suolo invece, esse sono influenzate da diversi processi. Ad esempio in aree molto pendenti i meccanismi di frana dominano i processi di canalizzazione mentre in aree indisturbate e a bassa pendenza il meccanismo dominante è quello dovuto alla presenza del deflusso superficiale Hortoniano. In aree caratterizzate da bassi gradienti l'erosione e lo scavo per infiltrazione avvengono in risposta a disturbi locali (Montgomery R., et al., 1992).



Figura 22: testa di canale georeferenzata nell'area "Corno dei tre Signori": esempio di erosione per infiltrazione

Negli ambienti reali quindi la posizione delle teste dei canali è controllata da complesse interazioni tra i diversi meccanismi di formazione dei canali. Diversi processi di canalizzazione si associano a diverse relazioni tra l'area di drenaggio e la pendenza locale (Montgomery, et al., 1994). Per cogliere la relazione area-pendenza limitando l'effetto dell'eterogeneità attribuibile alla diversità geomorfologica delle aree visitate, i punti sono stati raggruppati in base alla zona di appartenenza.

Si sono così ottenuti 6 gruppi denominati secondo la località in cui si collocano geograficamente:

- Area "Malè" (punti blu in figura 23)
- Area "Vermiglio" (punti gialli in figura 23)
- Area "Corno dei tre Signori" (punti rosso scuro in figura 23)
- Area "Cascate del Saent" (punti verde chiaro figura 23)

- Area “Peller” (punti rosso chiaro in figura 23)
- Area “Marileva” (punti verde scuro figura 23)

Le aree geografiche in cui è stato effettuato il rilievo sperimentale sono osservabili in figura 23.

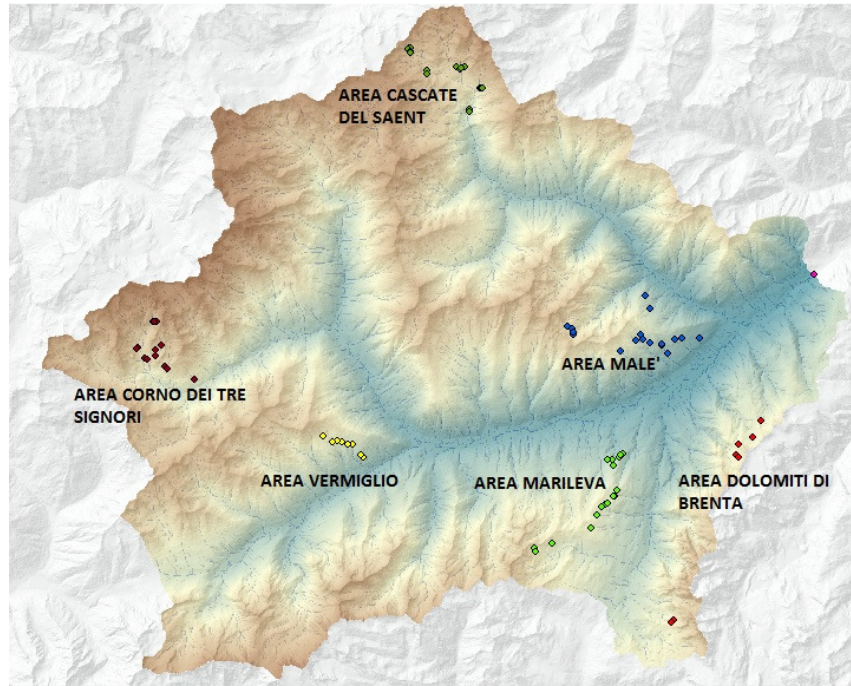


Figura 23: posizione delle teste georeferenziate nel bacino: i diversi colori si associano alle diverse aree geografiche in cui sono stati raggruppati i punti visitati

Di seguito si elencano brevemente le caratteristiche delle aree geografiche individuate riportando per ognuna un’esempio di testa raccolta.

Per ogni area inoltre è stato disegnato un grafico logaritmico che riporta:

- la pendenza locale (calcolato con l’algoritmo “d8 flow direction”) in ordinata
- l’area drenante del pixel in cui cade il punto sperimentale georeferenziato (calcolato con l’algoritmo “d8 contributing area”) in ascissa

Nonostante spesso mancasse l’indicazione di una relazione lineare (che trattandosi di grafici logaritmici cela una relazione esponenziale tra le variabili) si è effettuata una regressione lineare per cercare un andamento simile a quello verificato da Dietrich e Dunne(1993) o Montgomery e Dietrich (1992).

La retta interpolante quindi è stata ottenuta minimizzando la somma del quadrato degli scarti e il suo coefficiente angolare rappresenta l’esponente della legge di potenza che lega area e pendenza.

L'equazione che compare in ogni grafico è appunto tale legge di potenza ed è dedotta a partire dall'equazione della retta che interpola i dati sperimentali sul grafico logaritmico.

4.3.1 Area "Malè"

Quest'area si colloca sul versante sinistro della Val di Sole. Gli inizi di canalizzazione sono stati mappati tra quota 900 m s.l.m.m. e 2350 m s.l.m.m. I meccanismi di canalizzazione prevalentemente riscontrati sono stati di erosione per infiltrazione o scavo di vie preferenziali di deflusso in corrispondenza di discontinuità del terreno. Tuttavia si sono osservate anche teste di canale in corrispondenza di smottamenti (si veda la figura 11).



Figura 24: esempio di inizio di canalizzazione per erosione per infiltrazione: l'acqua sgorga copiosa da sotto alcuni massi (area Malè, località Silech 2350m slm 24 agosto)

La relazione tra pendenza locale e area di drenaggio estratti dal dem 2m è rappresentata in figura:

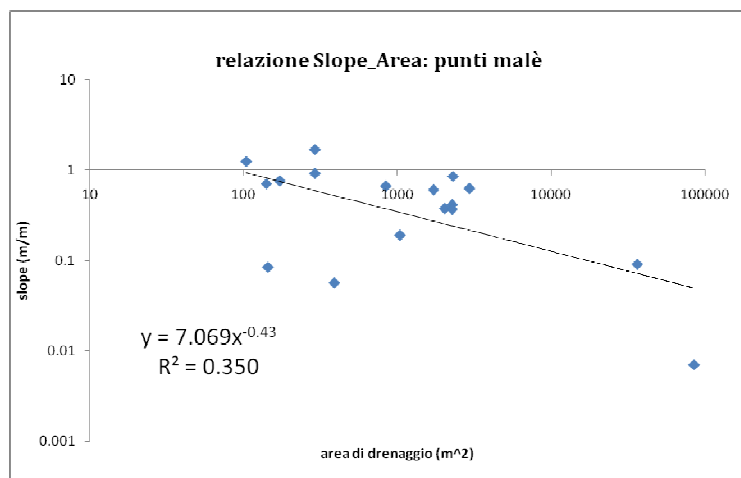


Figura 25: relazione slope-area relativa ai punti della zona geografica di Malè

Anche se il coefficiente di regressione è piuttosto basso la pendenza della retta si avvicina al valore teorico 0.5 (Montgomery R., et al., 1992) (Dietrich, et al., 1993)

4.3.2 Area "Vermiglio"

Quest'area si colloca sul ramo della Val di Sole che si protende verso il Passo Tonale. Le teste georeferenziate sono state mappate tra quota 1500 m s.l.m.m. e 2350 m s.l.m.m. I meccanismi di canalizzazione prevalentemente osservati sono stati per erosione da infiltrazione soprattutto in corrispondenza di antiche frane.



Figura 26: immagine di un'inizio di canalizzazione per deflusso Hortoniano superficiale; località Vermiglio, 25 agosto 2014

La relazione tra pendenza locale e area di drenaggio (estratti dal dem 2m) è rappresentata in figura:

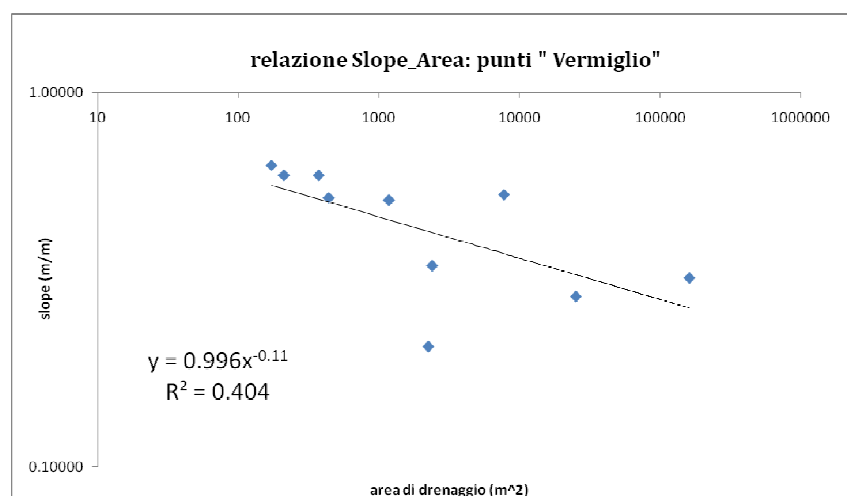


Figura 27: relazione pendenza locale-area per i punti dell'area "Vermiglio"

Il coefficiente angolare della retta di regressione è in questo caso molto distante dal valore teorico 0.5 (Montgomery R., et al., 1992).

4.3.3 Area "Corno dei tre Signori"

Quest'area si colloca all'estremità occidentale del bacino. É questa la località in cui tradizionalmente si dice che nasca il torrente Noce. In questa zona si trovano affioramenti di rocce tonalitiche e granodioritiche. Le teste georeferenziate si collocavano tra i 1800 metri s.l.m.m. e i 2600 metri s.l.m.m.



Figura 28: sorgente georeferenziata nella località "Corno dei tre signori" 28 agosto 2014; meccanismo di canalizzazione per erosione da infiltrazione

La relazione tra pendenza locale e area di drenaggio (estratti dal dem 2m) è rappresentata in figura:

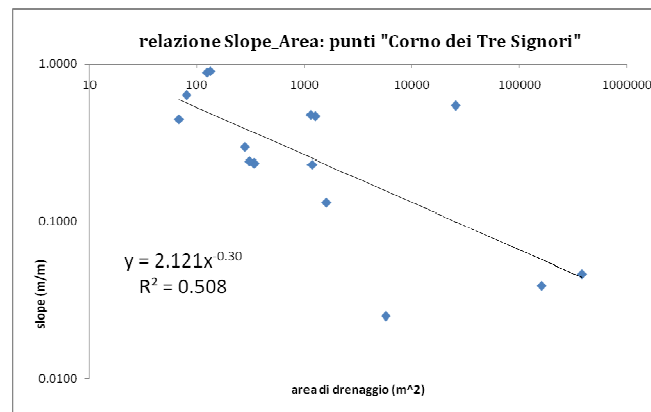


Figura 29: relazione pendenza locale-area per i punti dell'area "Corno dei tre Signori"

4.3.4 Area “Peller”

Quest’area si colloca all’estremità sud-occidentale del bacino. Le teste dei canali di cui è stata registrata la posizione si collocano tutte tra i 1900 metri s.l.m.m e i 2200 metri s.l.m.m. Il meccanismo di canalizzazione prevalentemente osservato è per frane e smottamenti anche se non mancano esempi di teste formatesi per erosione da infiltrazione (si veda la figura 30).



Figura 30: esempio di inizio di canalizzazione per erosione da infiltrazione (la testa era sotto il sasso grande sulla destra) località: Dolomiti di Brenta 18 agosto

La relazione area-pendenza che si osserva, ha un buon indice di regressione ma fa osservare un esponente K per la relazione area-pendenza piuttosto diverso da quello teorico (Montgomery R., et al., 1992).

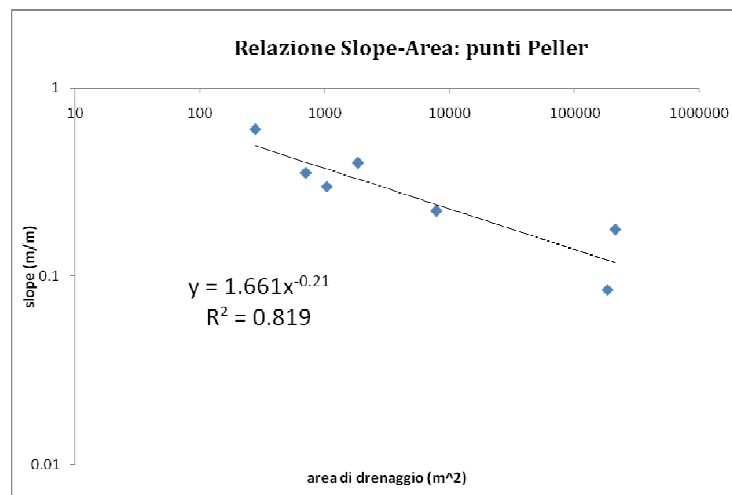


Figura 31: relazione pendenza locale-area per i punti della zona del Peller

4.3.5 Area "Cascate del Saent"

Quest'area si colloca all'estremità settentrionale del bacino. Le teste dei canali di cui è stata registrata la posizione sono state individuate tra i 1800 m s.l.m.m e i 2700 m s.l.m.m.

Il meccanismo di canalizzazione prevalentemente osservato è stato di erosione per infiltrazione e per deflusso superficiale da saturazione.



Figura 32: testa di canale gerefenziata sotto un'evidente frana; località Cascate del Saent 27 agosto 2014

La relazione tra pendenza locale e area di drenaggio (estratti dal dem 2m) è rappresentata in figura:

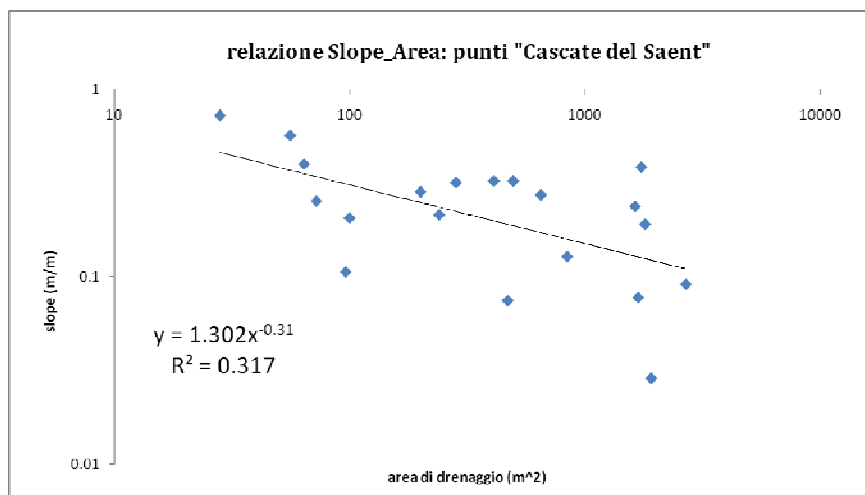


Figura 33: relazione pendenza locale-area per i punti dell'area "Cascate del Saent"

4.3.6 Area “Marileva”

Le teste dei canali di cui è stata registrata la posizione si collocano tra i 900 m s.l.m.m e i 1800 m s.l.m.m. Il meccanismo di canalizzazione prevalentemente osservato è di erosione per infiltrazione. Si sono osservate teste anche in corrispondenza di piccoli smottamenti.



Figura 34: esempio di testa georeferenziata nell'area di Marileva: esempio di inizio di canalizzazione per erosione da infiltrazione

La relazione tra pendenza locale e area di drenaggio (estratti dal dem 2m) è rappresentata in figura:

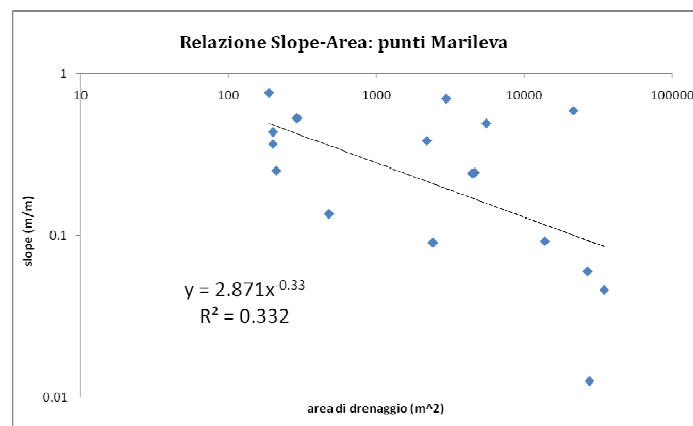


Figura 35: relazione pendenza locale-area per i punti della zona di Marileva

4.3.7 Considerazioni sugli andamenti pendenza-area

Le considerazioni sugli andamenti della relazione slope-area si possono così riassumere:

- I dati raccolti, qualsiasi grafico si consideri, mostrano una relazione inversa tra area di drenaggio e pendenza locale. Tale relazione è in accordo con le teorie di inizio di canalizzazione basate su criteri di soglia dipendenti anche dalla pendenza e in particolare con le relazioni area-pendenza relative a inizi di canalizzazione in corrispondenza di frane o per deflusso superficiale Hortoniano (Montgomery R., et al., 1992).
- Si nota evidentemente che gli esponenti delle leggi di potenza che meglio interpolano i punti sperimentali sono inferiori al valore 0.5 (Montgomery R., et al., 1992) ricavato per teste georeferenziate in California, Oregon e New Jersey e per lo più corrispondenti a processi di canalizzazione per deflusso superficiale Hortoniano o deflusso superficiale da saturazione (nel caso di pendenze moderate). Non stupisce che la relazione trovata differisca dal valore teorico date le evidenti differenze climatiche e geologiche che caratterizzano gli ambienti del continente americano e l'ambiente alpino.
Un punto di accordo tra i risultati ottenuti e le sperimentazioni di Montgomery e Dietrich(1994) si trova per i dati caratteristici di regioni a pendenza elevata. Essi trovarono che queste teste, rispetto a quelle collocate in aree meno ripide, esibivano al crescere della pendenza un declino più marcato dell'area di drenaggio (Montgomery, et al., 1994). Questo trend è osservabile anche nel caso studio in esame.
- Si sottolinea che l'indice di regressione R^2 delle regressioni lineari è piuttosto basso. Questo indica che, anche all'interno della stessa area geografica, la variabilità dei processi di inizio di canalizzazione resta alta. Infatti all'interno di una stessa area pur riducendosi l'eterogeneità del tipo di suolo, resta presente la disuniformità della vegetazione che cambia al variare della quota e dell'esposizione del versante. L'osservazione sul campo ha permesso di documentare tale eterogeneità di ambienti, pendenze e morfologia del territorio. Questa eterogeneità è la ragione della presenza di diversi processi di inizio di canalizzazione anche in una stessa area geografica. Si consideri ad esempio la figura 11 e la figura 24 relative a due teste che si collocano su versanti diversi ma nella stessa area geografica (area Malè). I processi di inizio canalizzazione deducibili dalle due foto sono molto diversi e pertanto presuppongono diverse relazioni area-pendenza. Non sorprende quindi che i valori assoluti dei coefficienti angolari delle rette interpolatrici siano caratterizzati da un indice R^2 molto basso.

- Dai dati emerge che per una data pendenza locale l'area di drenaggio varia molto, addirittura fino a più di un ordine di grandezza. Questa alta dispersione dei dati si deve alla variazione spaziale e temporale dei processi idrologici e di erosione. Le teste dei canali infatti non sono statiche e il loro dinamismo è alla base della dispersione dei dati slope-area che riassumono tanto le variazioni delle proprietà fisiche del suolo quanto le variazioni temporali della posizione delle teste (Montgomery R., et al., 1992).

4.3.8 Relazione slope-area per l'intero campione dei dati raccolti

Infine è stato considerato l'intero campione di dati per cercare un criterio univoco di individuazione della testa dei canali al fine di estrarre una rete il più simile possibile a quella reale.

Plottando in un grafico logaritmico i valori area-pendenza per le 86 teste considerate si è rappresentato il grafico in figura 36:

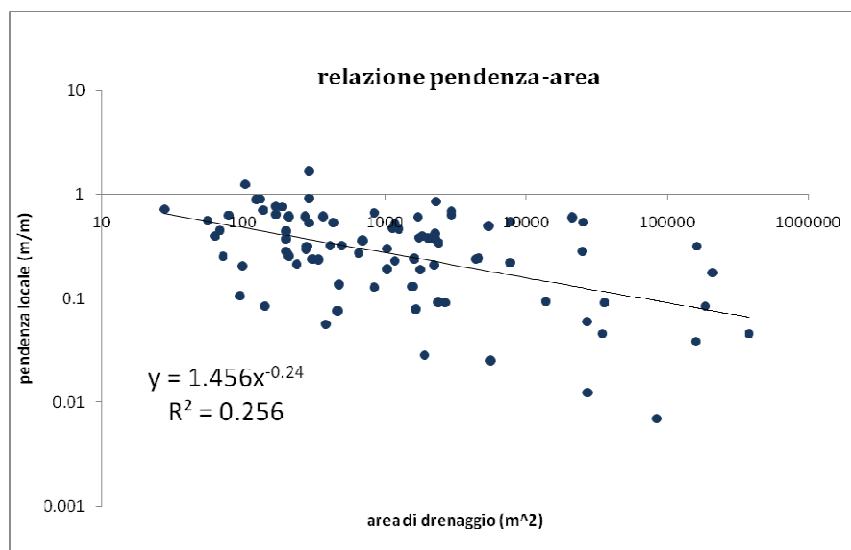


Figura 36: relazione pendenza locale-area per tutti i punti visitati

La relazione area(x)-pendenza(y) che emerge interpolando i dati con il metodo dei minimi quadrati è:

$$y = 1.46 x^{-0.24}$$

Poichè il valore R^2 , indice della bontà della regressione, è molto basso, si sono voluti stimare i parametri della regressione utilizzando il metodo "Jackknife".

Si tratta di un metodo statistico di ricampionamento sviluppato per la prima volta da Quenoquille (1949, 1956) per stimare il bias di uno stimatore. Successivamente venne ulteriormente sviluppato da John W. Tukey (1958) il quale propose il nome che lo contraddistingue. Costituisce un'approssimazione lineare del metodo di Bootstrap che è attualmente una delle principali tecniche per la stima dei parametri di una popolazione.

Si illustrano di seguito le fasi della stima del parametro di Jackknife :

1. si effettua la stima del parametro relativo all'intero campione T
2. si considerano N campioni ciascuno ottenuto togliendo un elemento dal campione originale. Per ognuno di questi si effettua la stima del parametro di interesse definito stimatore parziale T_{-n}^*
3. Si calcola lo "pseudo-value" T^* come differenza tra la stima relativa all'intero campione e lo stimatore parziale: $T^* = N T - (N-1) T_{-n}^*$
4. Si stima il parametro Jackknife di interesse come media dei valori "pseudo-value" T^* .

Questi "pseudo-values" riducono il bias (lineare) delle stime parziali (poichè il Bias viene eliminato nella sottrazione tra le due stime) e la loro deviazione standard è utilizzata per il calcolo dell'errore standard che può essere utilizzato per il calcolo degli intervalli di confidenza dei parametri.

Nel caso in esame i parametri da stimare sono rispettivamente coefficiente angolare e intercetta della retta interpolatrice degli 86 punti che rappresentano i sottobacini indagati. Il ricampionamento è stato effettuato mediante il programmino "jackk" riportato in allegato 5.

I valori dei parametri della regressione e i relativi errori standard ottenuti sono:

$$\begin{array}{ll} m^* = -0.24 & \sigma_{m^*} = 0.05 \\ q^* = 0.37 & \sigma_{q^*} = 0.35 \end{array}$$

che consentono di scrivere la relazione area-pendenza:

$$S = 1.45 A^{-0.24}$$

Assumendo l'indipendenza delle osservazioni è possibile affermare che gli stimatori dei parametri Jackknife si distribuiscono secondo una distribuzione T di Student con $N-1$ gradi di libertà (dove N rappresenta il numero degli elementi che costituiscono il campione, nel nostro caso 86). Per m (esponente della relazione sopra) si può dunque stabilire a livello di significatività del 5% l'intervallo di confidenza:

$$m = m^* \pm t_{\alpha, \nu} \sigma^*$$

(Dove è $t_{\alpha, \nu}$ il il valore della ditribuzione T di Student con N-1 (85) gradi di libertà pari a circa 1,99) ottenendo:

$$-0.29 < m < -0.19$$

Data la relazione pendenza-area che emerge dal grafico in figura 35 :

$$\frac{S}{A^{-0.24}} = \alpha$$

il valore α esprime la variabilità che si associa alla diversità di spessore e tipo di suolo, all'eterogeneità della vegetazione, della quota, dell'esposizione ecc. Considerando il valore α come la realizzazione statistica di una variabile stocastica si è voluto cercare secondo quale distribuzione essa si ordini.

Effettuando un test Chi quadro di Pearson, a livello di significatività 5%, l'ipotesi nulla che i valori si distribuiscano secondo la distribuzione di Weibull non può essere rifiutata. Il medesimo test è stato effettuato per la distribuzione normale, lognormale, esponenziale, di Rayleigh ma in ognuno di questi casi a livello di significatività 5% l'ipotesi nulla si è dovuta rifiutare. In figura 37 si può osservare il buon adattamento delle frequenze dei dati campionari alla distribuzione delle frequenze dei valori di un'opportuna funzione di Weibull.

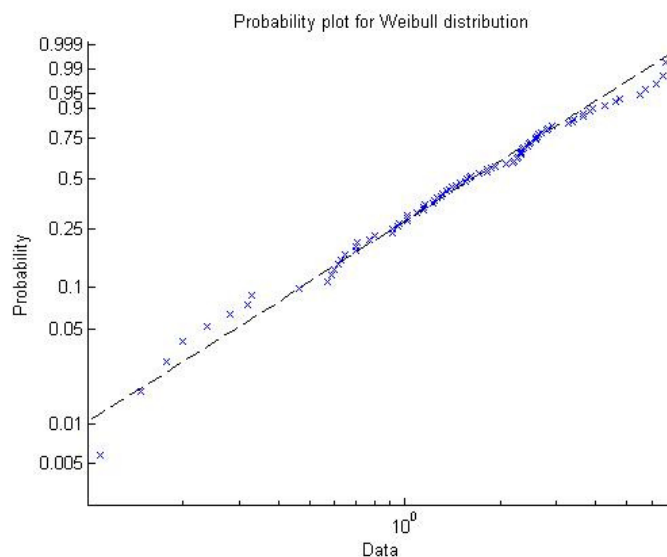


Figura 37: confronto tra le frequenze dei dati del campione (croci) e le frequenze attese (linea tratteggiata) secondo un'opportuna distribuzione di Weibull

I parametri a, b della distribuzione di Weibull: $f(x|a, b) = \frac{b}{a} \left(\frac{x}{a}\right)^{b-1} e^{-\left(\frac{x}{a}\right)^b}$ secondo cui si distribuisce il campione esaminato sono stati stimati secondo il metodo della massima verosimiglianza ottenendo : $a=2,18$; $b=1,37$.

Gli intervalli per i valori di questi parametri stimati con livello di confidenza 95% sono:

$$1,85 \leq a \leq 2,57$$

$$1,17 \leq b \leq 1,61$$

Capitolo 5

Analisi delle proprietà di scala

In questo capitolo si studiano come si distribuiscano aree e lunghezze del bacino e in particolare si evidenzia l'invarianza delle forme delle distribuzioni al variare della scala. Il senso di queste statistiche è indagare la natura a frattale (indipendente dal variare delle dimensioni) del sistema idrografico (La Barbera, et al., 1989) in esame verificando che abbia un'identica struttura, indipendentemente dalla scala di osservazione, e verificando l'universalità degli esponenti che ne caratterizzano le leggi di distribuzione. L'invarianza di scala non risulta sempre verificata: esiste una scala che è quella di versante a livello della quale l'evoluzione della morfologia dell'ambiente è controllata da processi diffusivi che alterano i patterns di distribuzione di aree e lunghezze caratteristici delle scale maggiori. È importante riconoscere quale sia questa dimensione scala: distinguere quale sia la scala di versante consente di conoscere l'effettiva densità di drenaggio e permette di determinare una risposta idrologica il più possibile realistica. Le distribuzioni di aree e lunghezze, inoltre, determinano una fetta consistente della varianza dell'idrogramma istantaneo unitario ovvero della distribuzione dei tempi di arrivo delle particelle alla sezione di chiusura (in seguito ad un impulso unitario istantaneo omogeneo). Questo effetto dispersivo non è trascurabile ed è noto come dispersione geomorfologica (Rinaldo, et al., 1996).

5.1 Distribuzione di probabilità cumulata delle aree di drenaggio per l'intero bacino in esame

Si è rappresentata la distribuzione della frequenza cumulata delle aree di drenaggio (calcolate con l'algoritmo del software Taudem "ad8 contributing area") all'interno del bacino considerato (chiuso in corrispondenza di "Terzolas"). Il grafico ottenuto (con il programma "maggiore_uguale in allegato 5), in scala logaritmica, è il seguente:

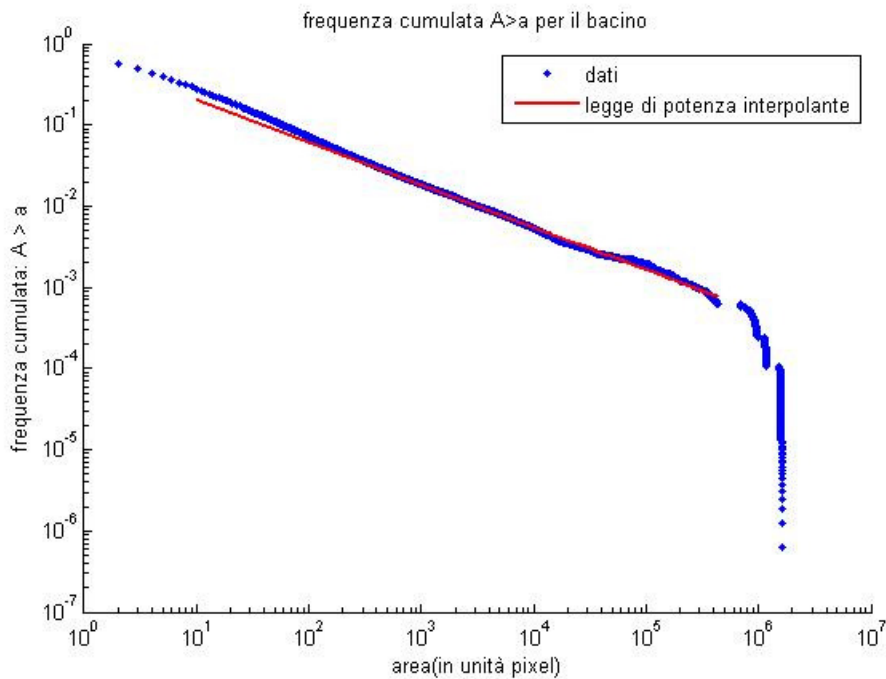


Figura 38: distribuzione della frequenza cumulata del valore dell'area di drenaggio per i pixel appartenenti all'intero bacino.

Rodriguez Iturbe e al.(1992) trovarono che la distribuzione di probabilità delle aree di drenaggio in un punto scelto a caso nella rete segue la legge di potenza:

$$P[A > a] \propto a^{-\beta} \quad (5.1)$$

dove β appartiene all'intervallo 0.41-0.45 in bacini di diverse caratteristiche geologiche, climatiche e di differenti tipi di suolo e di vegetazione.

In figura 38 dovremmo quindi osservare un andamento lineare; tale andamento è in effetti ben distinguibile se si considerano i valori di area compresi tra 10^2 e 10^8 m². Per valori maggiori di 10^8 la statistica perde significato in quanto il numero di pixel aventi area molto elevata è ridotto. Questo effetto è detto di "finite scale" e verrà approfondito in seguito. La retta interpolatrice rappresentata in rosso (figura 38) ha coefficiente angolare pari a -0.52 valore non troppo distante da quello teorico aspettato: 0.45 (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992).

5.2 Relazione lunghezza media non canalizzata-area

Si è voluto indagare quale fosse la relazione tra l'area drenante nel pixel testa georeferenziato e il valore medio della lunghezza non canalizzata nel bacino a monte di questo. Di seguito si riportano i passaggi eseguiti per trovare tale relazione:

- Mediante l’algoritmo “D8 contributing area” è stato creato per ogni pixel un raster “ad8” avente come valori le aree contribuenti in ogni punto del bacino. I valori dell’area afferente relativi ai pixel testa sono i massimi di ciascun raster.
- È stato utilizzato l’algoritmo “distance to stream” specificando come raster stream grid il raster dell’area contribuyente (ad8) di ogni punto e come soglia il valore massimo dell’ad8. In questo modo l’algoritmo considera canalizzato, all’interno del bacino a monte della testa, solo il pixel testa e restituisce quindi le distanze da tale pixel come desiderato. All’esterno del bacino, invece, l’algoritmo restituisce il valore “no data”.
- Mediante la funzione “statistica zonale” sono stati calcolati, all’interno dei bacini a monte delle teste, i valori medi del raster di output dello step precedente.
- I dati sono stati poi plottati in un grafico logaritmico ponendo in ascissa le aree dei bacini e in ordinata le lunghezze medie non canalizzate.

Plottando il valore della distanza media non canalizzata in funzione dell’area del bacino (e utilizzando la scala logaritmica per entrambi gli assi cartesiani) si ottiene il seguente grafico:

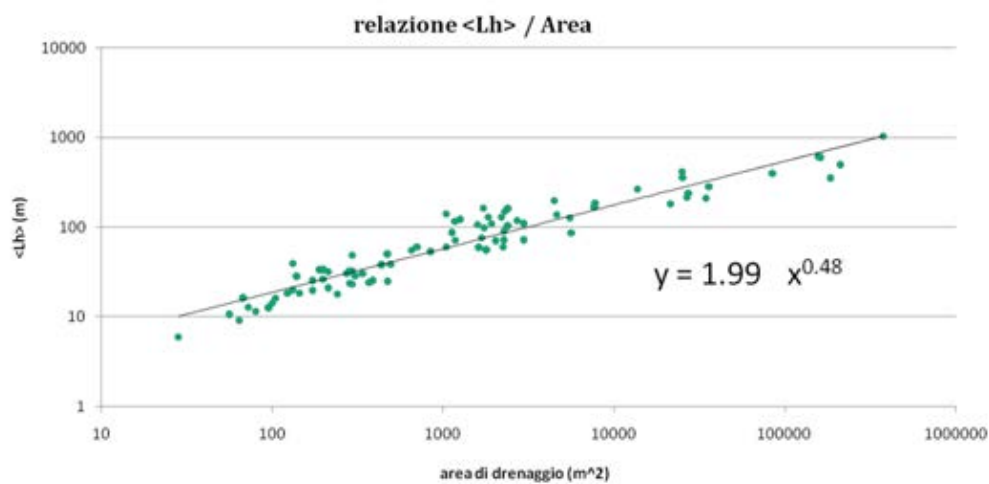


Figura 39: grafico logaritmico che mostra la relazione tra il valor medio dei percorsi non canalizzati e l'area di ogni bacino a monte delle teste

L’andamento che si intuisce osservando la distribuzione dei punti sperimentali è evidentemente lineare. Trattandosi di un grafico logaritmico la reale legge che lega le variabili $\langle L_h \rangle$ e A è di tipo esponenziale:

$$y = 1.99 x^{0.48}$$

Dove 1,99 è l’esponentiale dell’intercetta e l’esponente 0.48 è il coefficiente angolare della retta di regressione ottenuta minimizzando lo scarto quadratico medio.

Una seconda stima dei parametri della regressione è stata effettuata utilizzando il metodo “Jackknife”.

I valori dei parametri della regressione m^* e q^* ottenuti e i relativi errori standard vengono riportati in tabella due.

Tabella 2: valori dei parametri della regressione secondo il metodo Jackknife

valore del parametro di regressione Jackknife		errori standard dei parametri Jackknife	
m^*	0.48	σ_{m^*}	0.02
q^*	0.69	σ_{q^*}	0.13

Sotto l’ipotesi di indipendenza delle osservazioni gli stimatori dei parametri Jackknife si distribuiscono secondo una distribuzione T di Student con N-1 gradi di libertà (dove N rappresenta il numero degli elementi che costituiscono il campione). Per l’esponente β della relazione $L \propto A^\beta$ si può dunque stabilire un intervallo di confidenza $(1-\alpha)$:

$$\beta = m^* \pm t_{\alpha, \nu} \sigma^*$$

Dove $t_{\alpha, \nu}$ è il valore della distribuzione T di Student con N-1 gradi di libertà. Considerati 85 gradi di libertà il valore di $t_{\alpha, 85}$ corrispondente ad un livello di significatività α del 5% è di circa 1,99.

Si può quindi concludere con un grado di significatività del 5% che l’esponente della relazione cercata appartiene all’intervallo :

$$0.45 < \beta < 0.52$$

Questo risultato prova che reti dirette, indifferentemente da dettagli relativi alla loro aggregazione, mostrano lunghezza media di percorso per l’uscita $\langle L_h \rangle$ proporzionale all’area del bacino A:

$$\langle L_h \rangle \propto A^{0.5} \tag{5.2}$$

5.3 Relazione somma delle aree di drenaggio- area del bacino

Diventa interessante studiare le proprietà allometriche delle reti (Banavar, et al., 1999) che si possono riassumere nella relazione:

$$\sum_i^N A_i \propto A$$

Dove A è l'area del bacino e A_i l'area di drenaggio di ciascuno degli N pixel appartenenti al bacino iesimo.

Considerato il bacino a monte di ognuna delle teste georeferenziate, si è rappresentata in un grafico logaritmico tale relazione tra:

- (in ordinata) la sommatoria delle aree di drenaggio dei pixel a monte della testa : $\sum_i^N A_i$ (dove N è il numero di pixel appartenenti al bacino e A_i l'area di drenaggio di ciascuno di essi), calcolata con un semplice programmino una volta convertito in formato ".txt" il raster "ad8" dei bacini a monte delle teste
- (in ascissa) l'area del bacino ovvero il valore dell'area di drenaggio del pixel testa

L'andamento che si ottiene è osservabile in figura 40:

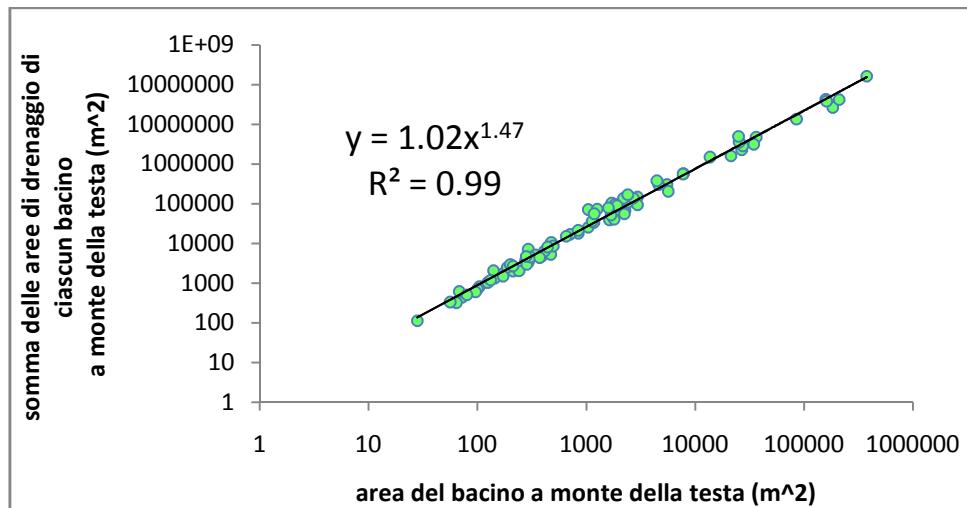


Figura 40: grafico logaritmico che esprime la relazione tra soma delle aree di drenaggio e area del bacino: l'andamento è lineare

L'andamento che si deduce dal grafico è evidentemente lineare: minimizzando il quadrato degli scarti si ottiene l'equazione della retta: $y=1.47 x + 0.01$

Il valore R^2 , indice della bontà della regressione, è vicino all'unità ed indica la bontà del fit. Trattandosi di un grafico logaritmico la reale legge che lega le variabili $\sum_i^N A_i$ e A_{max} è una legge di potenza:

$$\sum_i^N A_i = 1.02 A_{max}^{1.47}$$

Dove 1,02 è il valore approssimato dell'esponentiale dell'intercetta 0.01 e l'esponente 1.47 è il coefficiente angolare della retta di regressione.

Si è voluto effettuare una seconda stima dei parametri della regressione utilizzando il metodo "Jackknife". Anche in questo caso il ricampionamento è stato effettuato

mediante il programmino matlab in allegato 5. I valori ottenuti e i relativi errori standard vengono riportati in tabella tre.

Tabella 3: parametri della regressione e relativi errori standard (metodo Jackknife)

valore del parametro di regressione (Jackknife)		errori standard dei parametri Jackknife	
m*	1.47	σ_{m^*}	0.02
q*	0.01	σ_{q^*}	0.05

Poichè sotto l'ipotesi di indipendenza delle osservazioni gli stimatori dei parametri Jackknife si distribuiscono secondo una distribuzione T di Student con N-1 gradi di libertà, per l'esponente δ della relazione $\sum_i^N A_i \propto A^\delta$ si può stabilire un intervallo di confidenza (1- α):

$$\delta = m^* \pm t_{\alpha, \nu} \sigma^*$$

dove $t_{\alpha, \nu}$ è il valore della distribuzione T di Student con 85 gradi di libertà corrispondente ad un livello di significatività α del 5% : $t_{\alpha, 85} = 1,99$.

Si può quindi stabilire con un grado di significatività del 5% che l'esponente δ della relazione cercata appartiene all'intervallo :

$$1.43 < \delta < 1.50$$

Questo risultato mostra che la relazione trovata è poco distante dalla relazione: $\sum_i^N A_i \propto A^{1.5}$ che, se considerata insieme alla relazione 5.2 ($\langle L \rangle \propto A^{0.5}$ dove $\langle L \rangle$ era la lunghezza media dei percorsi pixel-outlet per i pixel del bacino a monte delle teste), conduce alla proprietà allometrica:

$$\left\{ \begin{array}{l} \langle L \rangle \propto A^{0.5} \\ \sum_i^N A_i \propto A^{1.5} \end{array} \right. \rightarrow \langle L \rangle \propto \left(\sum_i^N A_i \right)^{\frac{1}{3}}$$

Questa proprietà (Banavar, et al., 1999) riguarda una qualsiasi rete diretta in D dimensioni e può quindi applicarsi tanto alle reti idrografiche quanto al sistema di vasi sanguinei di un organismo vivente.

In generale data una rete di D dimensioni e definita la classe di rete più efficiente C la classe di volume minore (ad esempio il volume di sangue in circolo in un organismo vivente) se L è la dimensione lineare caratteristica della rete si ha (Banavar, et al., 1999):

$$C \propto L^{D+1} \rightarrow L \propto C^{\frac{1}{D+1}}$$

Nel caso in esame la rete idrografica è in due dimensioni: $D=2$ per cui la relazione sopra diventa:

$$L \propto C^{\frac{1}{3}}$$

Considerando $\sum_i^N A_i = C$ appare evidente la corrispondenza tra la relazione trovata e quella teorica.

5.4 Distribuzione delle aree di drenaggio in bacini di dimensione scala diversa

Si è confrontata la distribuzione della frequenza cumulata delle aree di drenaggio in diversi bacini presi l'uno dentro l'altro. In particolare si sono considerati i bacini s_1 , s_2 , s_3 rispettivamente in rosso, in rosa e in blu chiaro in figura 41.

Si tratta di bacini innestati l'uno dentro l'altro: il sottobacino s_1 è parte del sottobacino s_2 a sua volta parte del sottobacino s_3 . Il significato di questa operazione è verificare l'invarianza della distribuzione di probabilità di eccedenza delle aree cumulate $P(A \geq a)$ al variare della dimensione scala (e quindi dell'area) del bacino. La scelta dei bacini da considerare è stata fatta cercando di variare le dimensioni scala del bacino ma limitandosi all'analisi di bacini di dimensioni minori aventi matrici di dimensioni caricabili in Matlab.

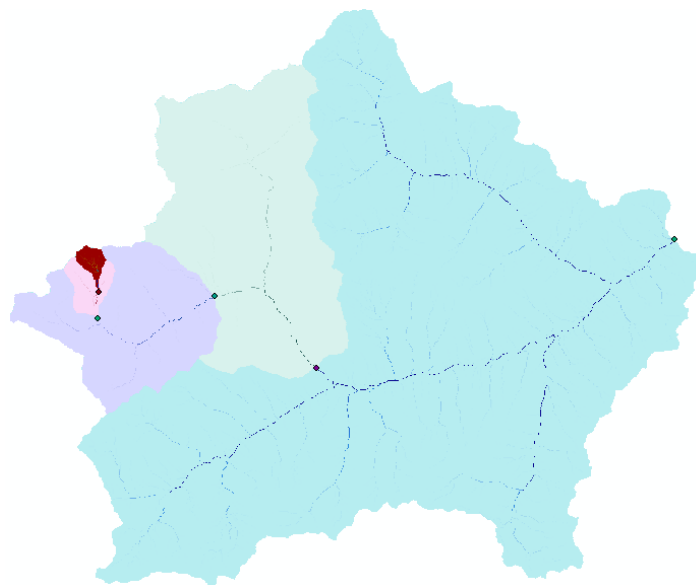


Figura 41: sottobacini innestati l'uno nell'altro considerati nella determinazione dell'effetto scala

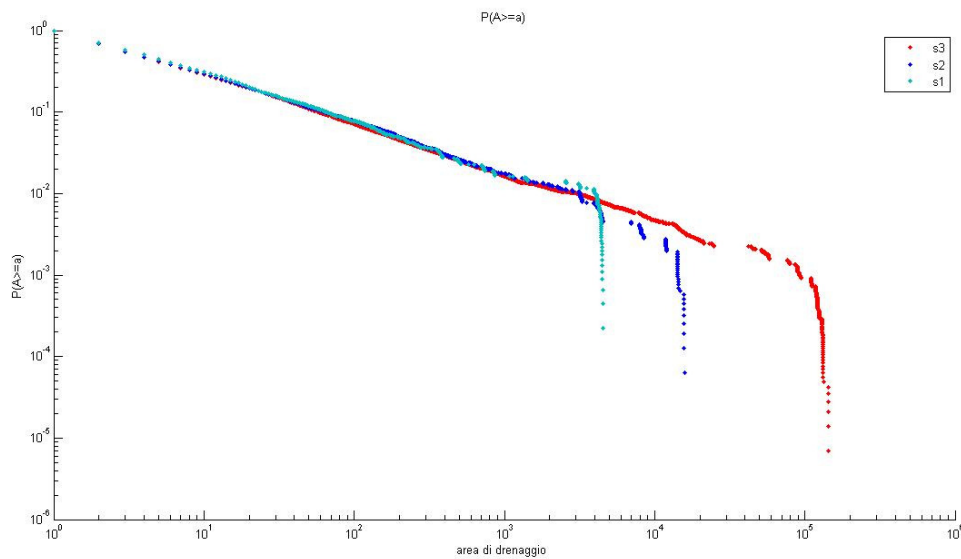


Figura 42: distribuzione delle frequenze cumulate dei valori delle aree di drenaggio al variare del sottobacino considerato

L'andamento lineare che si osserva in figura 42, essendo il grafico logaritmico, descrive la legge di potenza:

$$P(A \geq a) \propto a^\beta$$

Si nota innanzitutto che l'esponente β , coefficiente angolare della retta che interpola i tratti lineari delle curve (si veda in allegato 5 il programma utilizzato per tale interpolazione), non varia al variare del sottobacino considerato. Si riportano di seguito i valori di β per i diversi sottobacini:

- Sottobacino 1: $\beta = -0.56$
- Sottobacino 2: $\beta = -0.56$
- Sottobacino 3: $\beta = -0.57$

Il valore di β media dei tre coefficienti angolari è: 0.57 cui si associa un errore pari a 0.17.

Secondo i risultati sperimentali di Rodriguez-Iturbe e Al. (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992) il coefficiente angolare della distribuzione di probabilità cumulata delle aree dovrebbe valere $\beta = -0.43 \pm 0.02$ indipendentemente dal tipo di vegetazione, geologia, clima, dimensione, esposizione del bacino. La ricorrenza di valori uguali per l'esponente β è indice della presenza di una struttura frattale cioè tale da non variare con la dimensione scala (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997). Nel caso in esame interpolando i dati si è giunti per l'intero bacino e per tutti i sottobacini considerati a valori β uguali da bacino a bacino ma diversi dal risultato teorico: 0.45 (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992).

In figura 42 si osserva inoltre una deviazione dall'andamento lineare in corrispondenza dei valori più elevati dell'area di ogni bacino. Questo si deve ad un effetto di "finite scale" ovvero della dimensione finita del bacino considerato. Infatti in ogni bacino il numero di pixel aventi area di drenaggio elevata è basso e quindi la statistica, in corrispondenza dei maggiori valori d'area, perde significato. Ci si aspetta che tale deviazione avvenga prima per bacini di dimensioni minori (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997) ed in effetti questo è quanto avviene nel grafico sopra: la curva celeste che corrisponde al sottobacino minore è, fra tutte, quella che si piega per prima.

Di seguito si approfondisce questo effetto "finite scale" riferendosi all'approccio di Maritan e al.(1996). In particolare si testa per il caso in esame la validità dell'espressione (5.3) che riassume il comportamento di $P(A \geq a)$ osservato in figura 42 ed è caratteristica di sistemi autorganizzati o frattali (Meakin e al. 1991)(Nagatani, 1993)(Maritan e al. 1996):

$$P(A \geq a) = P(a, A) = a^{-\beta} \cdot f\left(\frac{a}{A}\right) \quad (5.3)$$

dove A è un'area caratteristica del bacino (per il valore di A si è voluto riferirsi all'area massima del bacino) e f è una funzione di scala opportuna che gode delle seguenti proprietà:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} f(x) = 0$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} f(x) = c$$

dove il primo limite assicura un corretto comportamento ad infinito e il secondo limite indica che per valori di A tendenti ad infinito il comportamento di $P(A \geq a)$ è quello di una legge di potenza pura (quindi non condizionata dall' effetto "finite scale").

I risultati di Maritan e al. (1996) mostrano che, rappresentando $P(A \geq a) \cdot a^\beta$ in funzione di a/A si ottengono curve sovrapposte il che prova la validità di (5.3).

Per verificare tale risultato è stata rappresentata la funzione $P(A \geq a) \cdot a^\beta$ in funzione del vettore area a adimensionalizzato (i valori di ogni vettore delle aree di drenaggio dei vari bacini sono stati divisi per l'area massima del bacino considerato in quanto si è assunta come area caratteristica il valore dell'area massima) dove β è la media dei valori dei coefficienti sopra calcolati: 0.57.

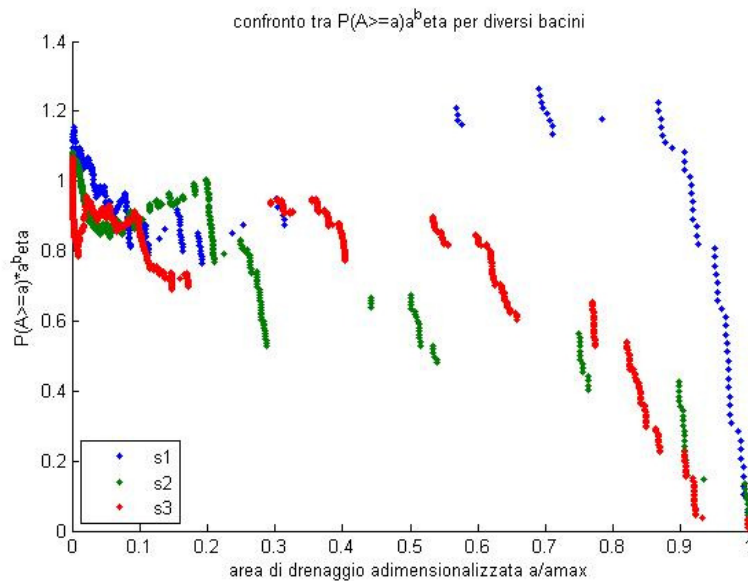


Figura 43 : confronto di $P(A \geq a) \cdot a^\beta$ per diversi bacini innestati l'uno nell'altro

Le diverse curve appaiono collidere solo nella parte sinistra del grafico per bassi valori dell'area adimensionale. Le funzioni scala rappresentate, comunque, mostrano andamenti piuttosto simili. Non si può quindi considerare provata, per il caso in esame e considerando come area caratteristica il valore massimo dell'area del bacino, la validità di (5.3). Altri tentativi sono stati effettuati per ottenere il collasso considerando valori di area caratteristica differenti (ad esempio $A = L^\phi$ con L dimensione longitudinale del bacino e $\phi = \frac{1}{1-\beta}$ (Maritan, et al., 1996)) senza però apprezzabili risultati.

5.5 Distribuzione di probabilità cumulata delle aree di drenaggio dei sottobacini a monte delle teste

Si è osservato quale fosse la distribuzione della probabilità cumulata P che l'area "A" di drenaggio del sito jesimo (ognuno dei pixel appartenenti al bacino) a monte degli inizi di canalizzazione georeferenziati, superasse o eguagliasse un valore costante "a". A tale scopo è stato utilizzato il modello digitale del terreno di griglia 2x2 metri in quanto disponibile per queste aree di estensione limitata. Il risultato che ci si aspetta è che la distribuzione $P(A \geq a)$ non abbia una distribuzione approssimabile con le legge di potenza $a^{-\beta}$ trovata per la distribuzione cumulata delle aree nel paragrafo precedente. In questo caso infatti si stanno considerando aree non canalizzate le cui caratteristiche sono dettate da processi diffusivi di versante molto diversi da quelli erosivi fluviali (Rigon, et al., 1996). Si vuole così evidenziare l'esistenza di una dimensione scala al di

sotto della quale le distribuzioni di probabilità delle aree non mostrano gli andamenti tipici dell'auto-organizzazione attiva a scale maggiori. Per ottenere tale distribuzione per i pixel degli 86 sottobacini a monte della teste si è seguita la seguente procedura:

- Si è creato uno shapefile punto in corrispondenza alla testa del canale
- Si è eseguito l'algoritmo "d8 contributing area" specificando come outlet lo shapefile del punto in esame. Il raster ottenuto è stato esportato in formato testo ".txt" e caricato in matlab (comando dlmread 'nomefile.txt');
- si è applicata la function "maggiore_uguale" riportata in allegato 5. Questa function classifica come NaN i valori "no data" dalla matrice importata, li toglie dalla matrice, la vettorizza, disegna la frequenza cumulata P che il valore dell'area di drenaggio A superi o euguagli il valore "a".

Si riporta a titolo esemplificativo uno degli 86 grafici ottenuti in scala logaritmica.

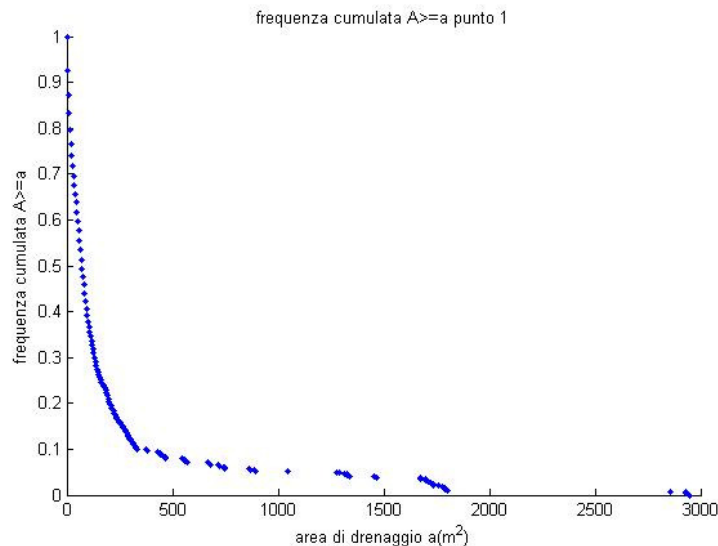


Figura 44: distribuzione della frequenza cumulata delle aree relative al bacino a monte del punto 1: "terzo canale dalla Dasè"

Per evidenziare l'assenza di un tratto lineare ben definito nella distribuzione della probabilità cumulata $P(A \geq a)$ si riporta il grafico in figura 44 in scala logaritmica (figura 45).

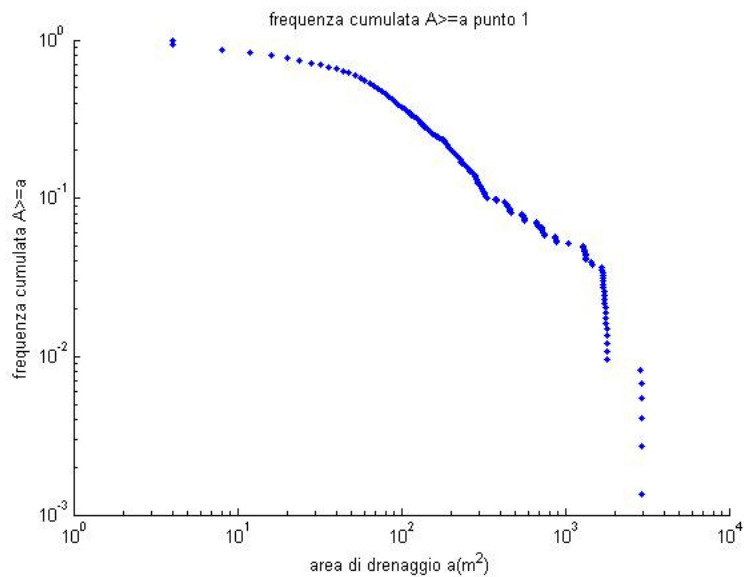


Figura 45: distribuzione della frequenza cumulata delle aree relative al bacino a monte al punto 1; con assi logaritmici

Le 86 distribuzioni ottenute per le 86 teste sono molto diverse e non consentono di dedurre un'univoca relazione tra la probabilità $P(A > a)$ e il valore dell'area di drenaggio a . Si è pertanto eseguita una media degli 86 casi seguendo la procedura di seguito riportata:

- si è adimensionalizzato il vettore prima ottenuto (togliendo i valori Nan alla matrice di partenza) dividendolo per il valore della sua componente massima a_{max} .
- si è calcolata la frequenza cumulata $P(A \geq a)$ per ognuno degli 86 vettori corrispondenti agli 86 bacini visitati. Nel farlo di è suddiviso ogni campione in 10^5 parti.
- Si sono così ottenuti 86 vettori ognuna delle cui 10^5 componenti rappresentava la frequenza cumulata $P(A \geq a)$
- Si sono sommati questi 86 vettori e si sono divise le componenti del vettore somma per il numero dei vettori sommati (86).

Infine si è plottato in scala logaritmica il vettore risultante:

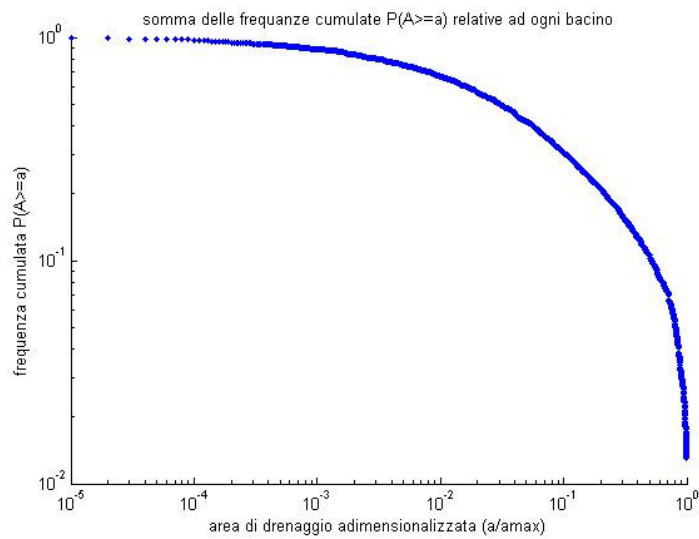


Figura 46: media delle frequenze cumulate delle aree di drenaggio (in forma adimensionale), dove le aree di drenaggio sono relative agli 86 bacini a monte delle teste dei canali

Non si può dire che il risultato ottenuto abbia un andamento lineare. Per la distribuzione cumulata delle aree di drenaggio nei bacini a monte delle teste georeferenziate non si ottiene alcun riferimento ad una legge di potenza. É evidente quindi che, a questa scala (di versante), i processi diffusivi alterano i patterns di distribuzione delle aree tipici delle scale maggiori, scale in cui dominano, invece, i processi erosivi fluviali (Rigon, et al., 1996).

5.6 Distribuzione delle lunghezze di Hack per l'intero bacino

Si è infine rappresentata la frequenza cumulata delle lunghezze "distance up" calcolate con l'algoritmo "distance up" del software Taudem. Si tratta della distanza tra ogni pixel e l'ultimo pixel appartenente al suo percorso di drenaggio eseguito in senso inverso. Queste distanze sono dette anche "distanze di Hack".

Anche in questo caso la scala scelta per entrambi gli assi cartesiani è quella logaritmica. La distribuzione teorica aspettata (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997; Rigon, et al., 1996) è:

$$P(D_{up} > d) \propto P[A^h > D_{up}] = P\left[A > D^{\frac{1}{h}}\right] \propto D^{-\frac{\beta}{h}} = D^{-\gamma} \quad (5.4)$$

dove β è l'esponente della relazione $P(A > a) \propto a^\beta$ e h è l'esponente di Hack. Questa relazione lega l'andamento della distribuzione delle aree con la struttura della rete idrografica e la legge di Hack.

L'esponente γ dell'equazione dovrebbe cadere tra 0.7 e 0.8 per valori di β compresi tra 0.43 e 0.45 e h tra 0.57 e 0.60.

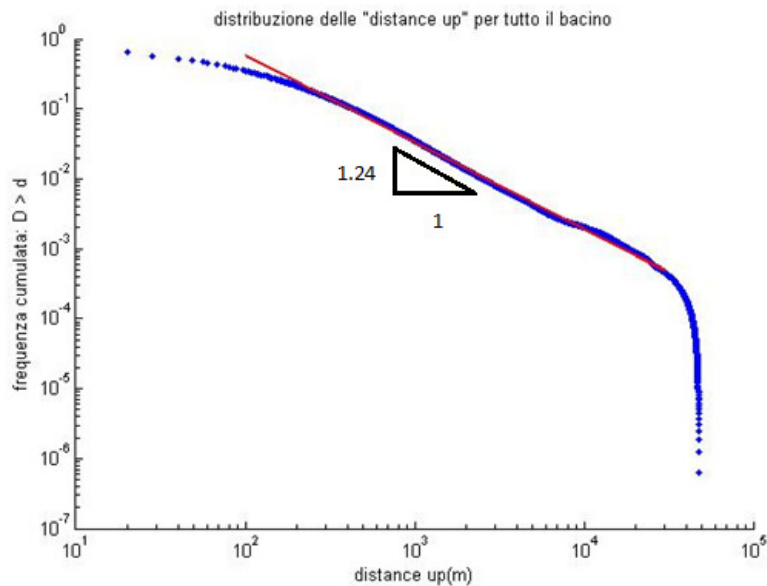


Figura 47: distribuzione della probabilità che il valore "distance up" sia maggiore di un valore d espresso in metri; la retta rossa rappresenta l'interpolazione lineare del tratto rettilineo della curva

Invece il valore del coefficiente angolare trovato per la retta che interpola la parte lineare della distribuzione è circa $\gamma = -1.24$. Per verificare la validità della relazione 5.4 di seguito si calcola il valore del coefficiente di Hack "h" caratteristico del bacino in esame. Considerato $\beta = 0.57$ (secondo quanto determinato nel paragrafo 5.4) il valore di h che soddisfa la relazione $\gamma = \frac{\beta}{h}$ è circa 0.46.

Si nota infine la presenza di due diversi trend lineari rispettivamente per valori di distance up minori e maggiori di 500 m.

5.7 Determinazione del coefficiente di Hack

Gli esponenti che caratterizzano le proprietà di scala non sono indipendenti tra loro. Al contrario esistono delle relazioni matematiche che li legano (Maritan, et al., 1996)(Rigon, et al., 1996). Ad esempio quella espressa nel precedente paragrafo:

$$\gamma = \frac{\beta}{h}$$

Per verificare tale relazione si è determinato il valore del coefficiente di Hack.

La legge di Hack(1957): $L = 1.4 A^{0.6}$ stabilisce una relazione tra la lunghezza (più grande) della rete dalla sezione di chiusura alla linea spartiacque e l'area drenante in metri

quadrati. L'esponente h varia però con le dimensioni del bacino (Shreve 1966)(Muller 1973) e può variare da regione a regione. Per questo non ci si è accontentati di utilizzare il valore originale di $h=0.6$. In particolare nel computo di h si è seguito l'approccio di Rigon e al.(1996) che viene di seguito illustrato.

Si è visto nel paragrafo 5.4 che il comportamento di $P(A \geq a)$ si può riassumere nell'espressione:

$$P(a, A) = p(A \geq a) = \left(\frac{1}{a^\beta}\right) f[a/A]$$

Dove A è l'area contributiva massima del bacino e a è un'opportuna area caratteristica.

Analogamente avviene che:

$$P(l, a) = \left(\frac{1}{l^\xi}\right) g[l/l_c(A)]$$

Dove l_c è una lunghezza caratteristica che si assume proporzionale all'area del bacino (si vedano in figura 48 i bacini considerati), ξ è il coefficiente angolare della retta che interpola in un grafico logaritmico la parte rettilinea della distribuzione cumulata $P(l, L)=P(L>l)$ (si veda la figura 49: si nota che l'andamento lineare si riscontra per valori di "d" di poco inferiori al chilometro) e $g(x)$ è un'opportuna funzione scala che rende conto dell'effetto "finite scale" per ogni rete.

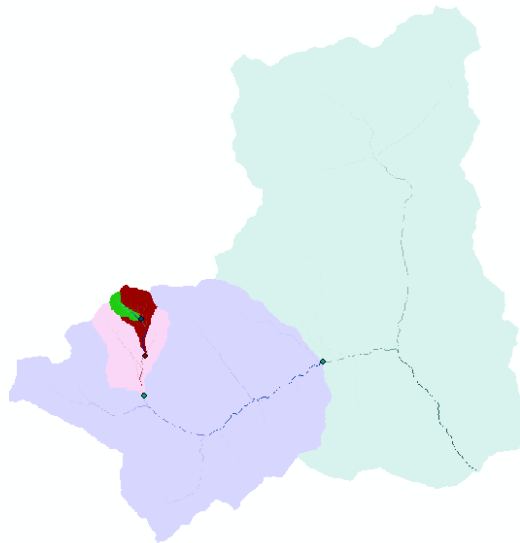


Figura 48: bacini innestati l'uno nell'altro considerati per l'analisi della distribuzione $P(D>d)$

Come per $f(x)$ vale:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} g(x) = 0$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} g(x) = c$$

In particolare interpolando gli andamenti lineari delle distribuzioni $P(L>l)$ si ottiene un valore di ξ compreso tra -1.18 e -1.30 con valor medio prossimo a -1.26 (vedi figura sotto). Ci si riferisca alla tabella 4 per i valori dei coefficienti angolari relativi a ciascuno dei bacini considerati (figura 48). Si noti che nel computo di ξ non è stato considerato il bacino più piccolo s_0 . La distribuzione delle lunghezze relativa a tale bacino non mostra infatti un trend lineare ben distinguibile. Anche in questo è evidente l'effetto dei processi diffusivi attivi a scala di versante che, in quanto differenti da quelli erosivi (di canalizzazione) dominanti a scala maggiore, risultano in differenti distribuzioni di aree e lunghezze.

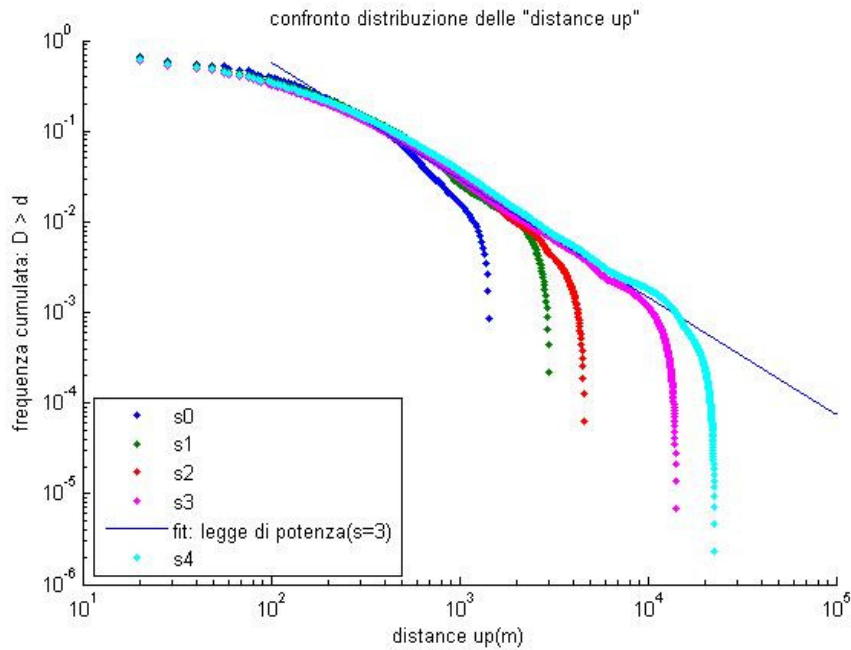


Figura 49: confronto tra le distribuzioni cumulate $P(D>d)$ per 5 diversi bacini innestati l'uno nell'altro; si nota che l'andamento lineare si riscontra per valori di "d" di poco inferiori al chilometro.

Tabella 4: coefficienti angolari ξ delle rette interpolatrici dei tratti lineari delle curve $P(D>d)$

	m
Bacino s_4	-1.29
Bacino s_3	-1.30
Bacino s_2	-1.27
Bacino s_1	-1.18
media	-1.26

Si assume, per il momento, la validità della relazione sotto in cui si sostituisce a l_c il valore di A^h : $l_c \sim A^h$

$$P(l, a) = \left(\frac{1}{l^\xi}\right) g\left[\frac{l}{l_c(A)}\right] = \left(\frac{1}{l^\xi}\right) g\left[\frac{l}{A^h}\right] \quad (5.5)$$

Di seguito, una volta trovato il valore del coefficiente di Hack, si cercherà conferma sperimentale della sua validità.

Considerando il momento di ordine n della distribuzione delle distance up "l" esso si può scrivere come:

$$\langle l^n \rangle = \int_1^\infty dl l^n p(l) = \int_1^\infty dl \cdot l^n \cdot l^{1-\xi} \cdot g[l/A^h]$$

Effettuando un'opportuna sostituzione l'integrale diventa:

$$\langle l^n \rangle = \int_{A^h}^\infty dy A^{hn} \cdot (y \cdot A^h)^{+1-\xi} \cdot g(y) = A^{h(-\xi+n+1)} \cdot \int_\epsilon^\infty dy y^{+1-\xi+n}$$

Poichè il secondo fattore dell'ultimo termine dell'equazione può considerarsi costante si giunge alla relazione (Rigon, et al., 1996):

$$\langle L^n \rangle \propto A^{h(n-\xi+1)}$$

Che esprime la proporzionalità tra il momento di ordine n della distribuzione delle lunghezze e l'area contribuente massima A del bacino considerato.

Pertanto il rapporto tra momenti di ordine consecutivo si può scrivere come (Rigon, et al., 1996):

$$\frac{\langle L^n \rangle}{\langle L^{n-1} \rangle} \propto A^{h(n-\xi+1)-h(n-1-\xi+1)} \rightarrow \frac{\langle L^n \rangle}{\langle L^{n-1} \rangle} \propto A^h$$

Ovvero è proporzionale ad A^h .

Sfruttando questa proprietà è stato possibile calcolare h rappresentando in un grafico (figura 50) logaritmico i valori del rapporto tra momenti di ordine consecutivo $\frac{\langle L^n \rangle}{\langle L^{n-1} \rangle}$ in funzione dell'area dei quattro bacini s_1, s_2, s_3, s_4 (scelti con aree di diversi ordini di grandezza) precedentemente considerati. Si noti che il bacino s_0 non è stato considerato per le stesse ragioni per cui è stato escluso nel computo di ξ .

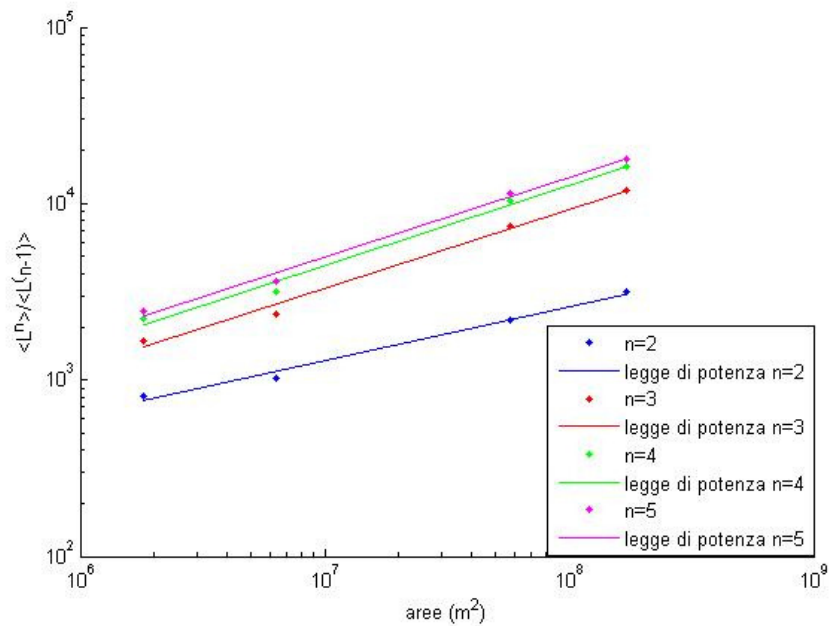


Figura 50: analisi del modo in cui scalano i momenti delle “distance up”; le curve rappresentano il rapporto tra momenti consecutivi delle lunghezze; gli ordini di momento utilizzati sono stati 2,3,4,5

Interpolando i valori dei rapporti $\frac{\langle L^n \rangle}{\langle L^{n-1} \rangle}$ per $n=2;3;4;5$ si ottengono quattro rette caratterizzate dai seguenti parametri:

Tabella 5: valori dei coefficienti angolari m e dell'intercetta q delle rette interpolatrici in figura 49

	m	q
Rapporto momento di ordine 2-1	0.31	0.97
Rapporto momento di ordine 3-2	0.45	0.39
Rapporto momento di ordine 4-3	0.46	0.47
Rapporto momento di ordine 5-4	0.45	0.54
Media: valore di h	0.42	0.59

L'esponente di Hack quindi cade nell'intervallo 0.31-0.46 con media 0.42. Si evidenzia che non considerando il coefficiente angolare della retta relativa al rapporto tra momento di primo e secondo ordine si ottiene un valore medio di h prossimo a 0.45 : valore che soddisfa la relazione:

$$\gamma = \frac{\beta}{h}$$

se si utilizzano i valori $\beta=0.57$ e $\gamma=1.24$ precedentemente calcolati.

Si vuole ora verificare la relazione 5.5 plottando il valore di $P(L>l)^\xi$ moltiplicato per l^ξ in funzione dell'area del bacino elevata al valore di h trovato (si veda per chiarimenti il

programma riportato in allegato 5). Il grafico che si ottiene per $\xi=1.24$ e $h=0.42$ è il seguente:

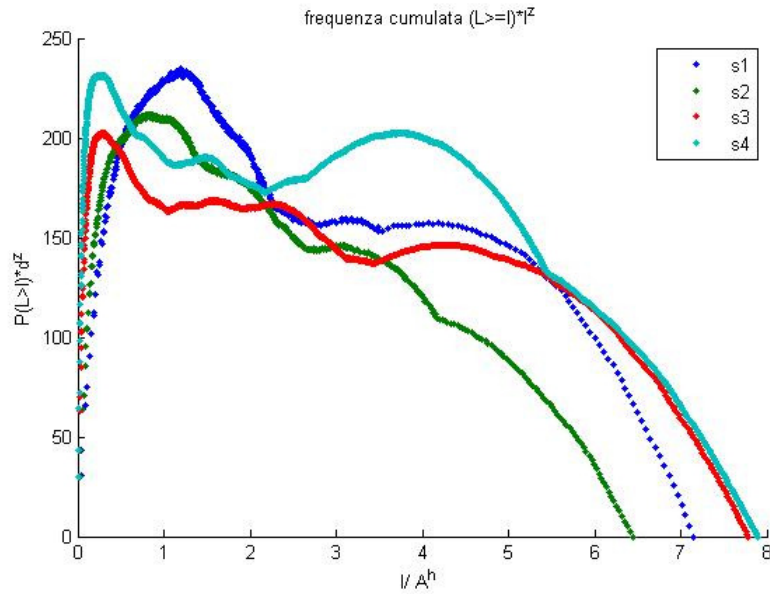


Figura 51: funzione scala $g(l/A^h)$

Considerando le curve relative ai bacini più grandi (s_3-s_4) si nota che esse si sovrappongono parzialmente. Le curve relative ai due bacini più piccoli, invece, pur mostrando patterns simili non si sovrappongono affatto alle altre due.

Sono state provate ulteriori combinazioni dei coefficienti ξ e h . In particolare si è preso $h=0.45$ e $\xi=1$. Il risultato ottenuto è il seguente:

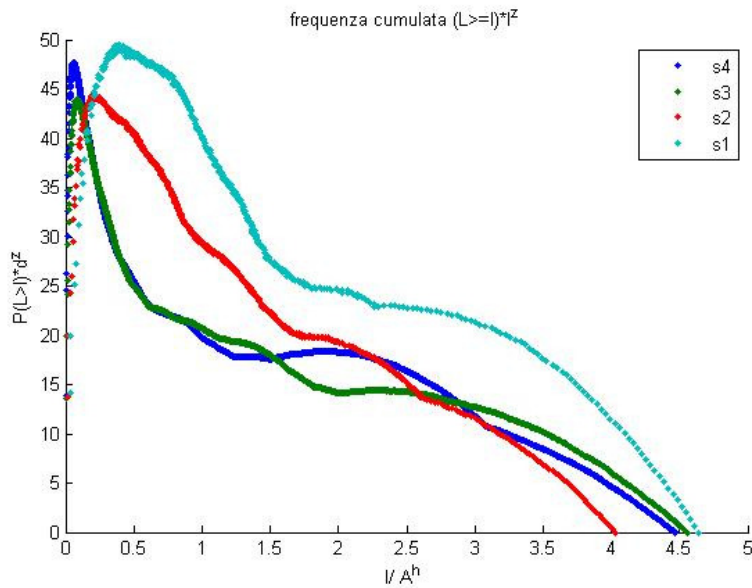


Figura 52: funzioni scala $g(l/A^h)$ per $h=0.45$ e $\xi=1$

Si nota sempre la parziale sovrapposizione per le curve relative ai bacini di dimensioni maggiori (s_3, s_4). Le curve relative agli altri due (curva rossa e celeste), pur mostrando andamenti simili, non si sovrappongono. Anzi si allontanano dalle altre due curve in misura della dimensione del bacino che rappresentano: minore il bacino più lontane si collocano.

Questo comportamento indica che a scale minori, prossime a quella di versante, l'effetto dei processi diffusivi è evidente e distrugge l'invarianza di scala caratteristica del comportamento a frattale. Un'altra prova per ottenere il collasso è stata effettuata con $h=0.45$ e $\xi=1.24$ (si veda fig.53) senza apprezzabili risultati.

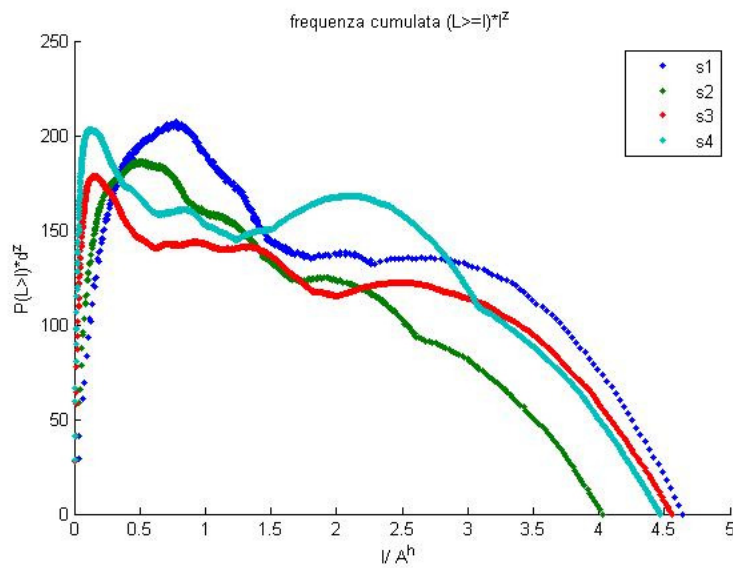


Figura 53: funzioni scala $g(l/A^h)$ per $h=0.45$ e $\xi=1.24$

Il fatto che nè il collasso delle distribuzioni risulta perfetto, nè può dirsi che la struttura delle lunghezze 'upstream' sia una perfetta legge di potenza (figura 49), è da ricondursi al tema della presente tesi: la ricorrente eterogenea distribuzione della densità di drenaggio in un ambiente alpino quale quello in esame.

Come evidenziato in precedenza, la deviazione della distribuzione delle lunghezze dal comportamento fluviale si spinge (figura 49) fino quasi al chilometro: tale soglia si può immaginare come una misura della distanza media dei percorsi non canalizzati, ovvero l'inverso della densità di drenaggio. In questa luce si spiega anche l'atteso collasso imperfetto delle funzioni scala osservato in figura 51, 52 e 53.

5.8 Corrispondenza tra i gli esponenti delle leggi di potenza

Le distribuzioni di probabilità fin qui studiate hanno una formulazione matematica comune: sono tutte descrivibili secondo leggi di potenza. Queste leggi, quando hanno

esponente indipendente dalle dimensioni di osservazione, consentono di rappresentare fenomeni aventi le stesse caratteristiche a piccola e grande scala e quindi sono indice di un comportamento a “frattale”(Rodriguez-Iturbe, et al., 1997; Maritan, et al., 1996; Rodrigue-Iturbe, et al., 1992). Gli esponenti che le caratterizzano sono detti “dimensioni frattali” e, pur all’apparenza indipendenti, sono invece legati tra loro. In particolare Rigon e al. (1996) a partire dalle relazioni trovate da Maritan e al. (1996) dimostrarono che:

$$\beta + h = 1$$

Ovvero la somma tra il coefficiente di Hack e l’esponente caratteristico della distribuzione cumulata delle aree è uno. Questa proprietà, se ci si riferisce alla tabella 6, che riporta i valori delle dimensioni frattali ricavate nel presente studio, può dirsi verificata: $0.42 + 0.57 \approx 1$

Tabella 6: valori delle dimensioni frattali ottenuti dall’analisi del dem 20x20

esponente	distribuzione	valore trovato
h	l^n/l^{n-1} -aree	0.42
β	aree	0.57
ξ	“Distance up”	1.24
δ	distanza-area	1.43-1.5

Si può dire pertanto che i valori trovati per gli esponenti, pur diversi da quelli universalmente riscontrati $\beta=0.43-0.45$ (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992) e $h=0.57-0.6$ (Hack 1957)(Muller 1973), soddisfano la relazione di Maritan e al. (1996).

Un’altra relazione che si ricava (Rigon, et al., 1996) considerando la legge di Hack $L \propto A^h$, la legge di distribuzione delle aree $P[A > a] \propto a^{-\beta}$ è la legge di distribuzione delle lunghezze “distance up” $P(D_{up} > d) \propto D^{-\xi}$ è:

$$P(D_{up} > d) \propto P[A^h > D_{up}] = P\left[A > D_{up}^{\frac{1}{h}}\right] \propto D_{up}^{-\frac{\beta}{h}} = D^{-\xi}$$

Secondo la quale l’esponente ξ della distribuzione delle “distance up” è legato a quello delle aree β e a quello di Hack:

$$\xi = \frac{\beta}{h}$$

In effetti nel caso in esame si ha:

$$\frac{0.57}{0.42} = 1.3$$

Valore non troppo distante da $\xi = 1.24$ trovato interpolando la distribuzione delle "distance up".

Nonostante le leggere discordanze con i valori classici quindi, si può concludere che le relazioni tra i valori degli esponenti sono in buon accordo con le relazioni teoriche.

In definitiva le distribuzioni caratteristiche a legge di potenza, e la ricorrenza dei valori degli esponenti trovati (che pur con qualche differenza ricordano quelli universalmente validi) mette in luce l'esistenza di una struttura a frattale e quindi di fenomeno di auto-organizzazione critica (Rodriguez-Iturbe, et al., 1992). Questo fa pensare al sistema idrografico come ad un sistema dissipativo che evolve naturalmente verso uno stato critico privo di scala caratteristica (Bak e al. 1987)(Rodriguez-Iturbe, et al., 1992)(Rodriguez-Iturbe, et al., 1992)(Rigon, et al., 1996)(Rodriguez-Iturbe, et al., 1997). Gli imperfetti collassi delle funzioni scala $f(x)$ e $g(x)$ (figura 51 e figura 43) si interpretano quindi, non nell'assenza di un'auto-organizzazione, quanto piuttosto come conseguenza della forte eterogeneità che caratterizza l'ambiente alpino, eterogeneità per la quale è difficile individuare una dimensione scala di versante ovunque valida.

Capitolo 6

Implicazioni idrologiche

6.1 Premesse teoriche

La forma dell'onda di piena di un bacino idrografico e la sua ampiezza misurate ad una sezione di controllo dipendono da molteplici fattori: dalla durata, dalla distribuzione spaziale e dall'intensità delle precipitazioni, dalle caratteristiche geologiche del bacino, dallo stato e dalla copertura vegetale del terreno e dalla struttura tridimensionale del reticolo idrografico (Rinaldo, et al., 1996)(Botter, et al., 2003) (D'odorico, et al., 2003). La necessità di prevederne le caratteristiche per evitare i sempre più frequenti problemi idrologici ha portato allo studio di modelli di trasformazione afflussi-deflussi nella ricerca di un operatore $F(\theta, t, \tau)$ che effettui la trasformazione: $Q(t) = F(\theta, t, \tau)[j(\tau)]$ (dove il tempo τ è calcolato rispetto all'inizio dell'evento corrente $j(\tau)$, il tempo θ si riferisce invece ad un momento del lontano passato e quindi tiene conto della storia del bacino precedente all'evento considerato, il tempo t è un tempo cronologico che considera la dipendenza dei processi idrologici dal momento in esame). Questo operatore è l'idrogramma istantaneo unitario ovvero l'idrogramma di piena nella sezione di chiusura quando il volume di pioggia iniettato istantaneamente ed uniformemente nel sistema è unitario.

La teoria dell'idrogramma istantaneo unitario si basa su due ipotesi: l'invarianza e la linearità del processo che trasforma i deflussi efficaci in portate. L'invarianza dell'operatore comporta che la risposta idrologica del bacino sia indipendente dal tempo: essa dipende solo dall'intensità dell'impulso senza riguardo al momento nel quale esso è prodotto. La linearità invece impone che, date le intensità di precipitazione efficace $j_1(\tau)$ e $j_2(\tau)$, e le relative risposte idrologiche $Q_1(t)$, $Q_2(t)$, in risposta ad una precipitazione $j_3(\tau)$:

$$j_3(\tau) = j_1(\tau) + j_2(\tau)$$

si abbia:

$$Q(t) = \alpha_1 Q_1(t) + \alpha_2 Q_2(t)$$

Se si sostituisce ad una distribuzione discreta di j una distribuzione continua si può dimostrare che la risposta $Q(t)$ prodotta dalla precipitazione efficace $j(t)$ per un bacino di superficie S é:

$$Q(t) = S \int_0^t j(\tau)u(t - \tau)d\tau \quad (6.1)$$

Dove $j(t)$ è un'intensità mediata sull'area del bacino assumendo che la scala caratteristica della perturbazione sia maggiore di quella dello stesso.

La risposta $Q(t)$ di un bacino dipende quindi dalla forma assunta dall'idrogramma istantaneo $u(t)$. In particolare il modello geomorfologico fondato sulla teoria sviluppata da Rodriguez-Iturbe e Valdes(1979) e successivamente estesa e formalizzata da Rinaldo e Rodriguez-Iturbe (1996), esprime l'idrogramma unitario come funzione densità di probabilità dei tempi di residenza delle particelle d'acqua nel bacino. Ciò si dimostra come segue.

Si consideri una particella in moto all'interno di un volume di controllo v , soggetta ad un moto covettivo di natura idrologica, tale particella, possiede una traiettoria che al tempo $t \neq 0$ è nota con una certa probabilità. Sia ora $m(\mathbf{x}_0, t_0)$ (la notazione in grossetto denota i vettori) la massa iniziale di una particella d'acqua iniettata al tempo t_0 nella posizione iniziale $\mathbf{X}_0(t_0)=\mathbf{x}_0$. La sua traiettoria è definita dalle coordinate lagrangiane:

$$\mathbf{X}(t) = \mathbf{X}(t, \mathbf{x}_0, t_0) = \mathbf{x}_0 + \int_0^t \mathbf{u}(\mathbf{X}(\tau), \tau)d\tau$$

Dove $\mathbf{u}(\mathbf{X}, t)$ è il vettore velocità.

Allora la distribuzione spaziale della concentrazione nel volume di controllo v è data da (Taylor ,1921):

$$C(\mathbf{x}, t, \mathbf{x}_0, t_0) = \frac{m}{\phi} \cdot \delta(\mathbf{x} - \mathbf{X}(t; \mathbf{x}_0, t_0)) \quad (6.2)$$

Dove ϕ è la porosità del terreno, $m = \int_v C \phi dx$, $\delta()$ è la funzione Delta di Dirac.

La distribuzione δ è definita da due proprietà integrali:

$$\int_{-\infty}^{\infty} dx \delta(x) = 1$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \delta(x - \mathbf{x}_0) dx = f(\mathbf{x}_0)$$

L'equazione (6.2) indica che la concentrazione è diversa da zero solo nel punto in cui si trova la particella (sulla sua traiettoria). Il sistema sopra descritto deve essere generalizzato al fine di essere applicato alla teoria della risposta idrologica che è caratterizzata da vaste aree di iniezione e da ampie variabilità temporali.

I processi idrologici definiscono l'evoluzione nel tempo e nello spazio della traiettoria della particella, $\mathbf{X}(t, \mathbf{x}_0, t_0)$, la quale è trattata come una variabile aleatoria di

distribuzione di probabilità $g(\mathbf{x},t)$; quindi $g(\mathbf{x},t)d\mathbf{X}$ è la probabilità che la particella si trovi, al tempo t , nell'intorno di un generico punto \mathbf{x} . La media d'insieme sulle n possibili realizzazioni (che sono diverse a causa della natura non ripetitiva dei sistemi naturali) porta alla relazione (Dagan 1989, Taylor 1921):

$$\langle C(\mathbf{x}, t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{m(\mathbf{X},t)}{\phi} \cdot \delta(\mathbf{x} - \mathbf{X})g(\mathbf{X}, t)d\mathbf{X} \quad (6.3)$$

Per lo studio dei processi di trasporto che determinano la risposta idrologica a scala di bacino ci si riferisce al caso particolare di soluto passivo, ovvero di un soluto la cui massa si conserva nel tempo e nello spazio. Dunque si assume $m(\mathbf{X},t) \approx m$ e che la materia trasportata non influenzi il campo di moto. L'integrazione di (6.2) porta all'espressione (Taylor 1921):

$$\langle C(\mathbf{x}, t) \rangle = \frac{m}{\phi} g(\mathbf{x}, t) \quad (6.4)$$

Che esprime la proporzionalità tra la media d'insieme della concentrazione e la densità di probabilità degli spostamenti delle particelle.

Esiste una relazione tra tale densità di probabilità degli spostamenti delle particelle, $g(\mathbf{x},t)$, e la distribuzione dei tempi di viaggio verso una sezione di controllo (la sezione di chiusura del bacino). Questa sezione può immaginarsi come una barriera assorbente attraverso cui ogni particella iniettata nel volume di controllo, v , debba transitare in un tempo finito, τ , con probabilità pari ad uno. Il tempo di primo passaggio τ o tempo di residenza della particella nel bacino, è definito come l'intervallo di tempo tra l'iniezione della particella e il suo transito attraverso la sezione di controllo.

L'incertezza che caratterizza la traiettoria \mathbf{X} indica che il tempo di arrivo τ è una variabile aleatoria caratterizzata da una probabilità di non superamento $P(\tau < t) = P(t, \mathbf{x}_0, t_0)$. La relazione che lega la densità di probabilità degli spostamenti delle particelle alla distribuzione dei tempi di viaggio o di residenza è:

$$P(\tau < t) = 1 - P(\tau > t) = 1 - \int_v g(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0) d\mathbf{x} \quad (6.5)$$

Infatti $\int_v g(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0) d\mathbf{x}$ rappresenta la probabilità che la particella si trovi all'interno del volume di controllo al tempo t , ossia che il tempo di residenza sia maggiore di t .

Sostituendo la (6.4) nella (6.5), si ottiene:

$$P(\tau > t) = \frac{\phi}{m} \int_v \langle C(\mathbf{x}, t) \rangle d\mathbf{x} = \frac{\langle M(t) \rangle}{m}$$

Dove $\langle M(t) \rangle$ è la media di insieme della massa presente nel volume di controllo al tempo t , mentre m , rappresenta la massa totale iniettata. Derivando entrambi i membri, poichè la derivata della probabilità è la funzione densità di probabilità $f(t)$, per un'iniezione di massa unitaria, si ottiene:

$$f(t) = \frac{dP(\tau < t)}{dt} = -\frac{dP(\tau > t)}{dt} = -\frac{1}{m} \frac{d \langle M(t) \rangle}{dt} \quad (6.6)$$

Per intervalli di tempo successivi all'iniezione, il bilancio di massa all'interno del volume di controllo impone che:

$$\frac{d \langle M \rangle}{dt} = -Q(t)$$

Dove $Q(t)$ è la portata di massa in uscita dal volume di controllo v . Di conseguenza considerando la (6.6) si ha:

$$f(t) = \frac{Q(t)}{m}$$

Per m pari ad uno e quindi per un'iniezione unitaria istantanea di massa si ha che la densità di probabilità dei tempi di residenza coincide con la portata in uscita dal volume di controllo e quindi con l'idrogramma istantaneo unitario.

Nell'ambito della teoria geomorfologica (Rodriguez-Iturbe, et al., 1979)(Rinaldo, et al., 1996) la determinazione di $f(t)$ si riconduce all'identificazione della distribuzione di probabilità dei percorsi verso la sezione di chiusura secondo la teoria dell'idrogramma geomorfologico unitario inizialmente suggerito da Sherman (1932) e successivamente riformulato da Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979) (che ne diedero un'interpretazione geomorfologica).

La funzione densità di probabilità del tempo di residenza $f(t)$ nel bacino si può determinare calcolando la probabilità che la particella segua un certo percorso γ tra tutti i possibili percorsi (verso la sezione di chiusura), moltiplicando quest'ultima per la funzione densità di probabilità del tempo di residenza in quel tragitto e sommando infine tutti i prodotti relativi a tutti i possibili percorsi.

Dato l'ordine del bacino Ω , si definisce x_i con $1 \leq i \leq \Omega$ lo stato canale secondo la numerazione di Strahler (1957) e v_i lo stato versante del bacino che drena nel canale i . Si assume (Rodriguez-Iturbe, et al., 1979) che le particelle si trovino inizialmente negli stati versante. Quindi le possibili transizioni di stato di una particella avvengono secondo le seguenti regole:

1. L'unica transizione permessa fuori da uno stato v_i è del tipo $v_i \rightarrow c_i$; $1 \leq i \leq \Omega$
2. L'unica transizione permessa fuori da uno stato c_i è del tipo $c_i \rightarrow c_j$; $j \geq i$; $i = 1, 2, \dots, \Omega$
3. Lo stato $c_{\Omega+1}$ definisce la sezione di chiusura del bacino idrografico.

Queste regole definiscono i possibili percorsi γ di una particella d'acqua verso la sezione di chiusura. Ogni percorso è inteso come una sequenza di transizioni tra l'ordine del ramo in cui la particella cade x_k e l'ordine del ramo finale prima della sezione di chiusura: $\gamma = \{x_1, x_2, \dots, x_k\}$ dove $x_1 = v_i$, $x_j = c_w$ con $w = \{1, \dots, \Omega\}$.

La probabilità di seguire un qualsiasi percorso verso la sezione di chiusura è, in un bacino di ordine Ω , la probabilità π_{x_1} di trovarsi allo stato iniziale x_1 , moltiplicata per le probabilità di effettuare ogni specifica transizione in correnti di ordine superiore e quindi si può scrivere come:

$$p(\gamma) = \pi_{x_1} \cdot p_{x_1,x_2} \cdot p_{x_2,x_3} \cdot \dots \cdot p_{k-1,k}$$

Dove p_{x_i,x_j} è la probabilità di passare dallo stato x_i allo stato x_j .

Il tempo di viaggio attraverso il percorso γ , nell'ipotesi di indipendenza statistica dei tempi di residenza relativi a due stati differenti T_{x_i} e T_{x_j} , è invece dato dalla somma dei tempi di percorrenza dei singoli stati:

$$T_\gamma = T_{x_1} + T_{x_2} + \dots + T_{x_k}$$

Si consideri ora f_x come la funzione densità di probabilità del tempo di percorrenza dello stato x : T_x , e F_x la sua distribuzione cumulata.

Dall'indipendenza statistica della variabile aleatoria T_{x_i} risulta che la densità di probabilità della somma dei tempi di residenza è la convoluzione delle singole densità di probabilità:

$$f_\gamma(t) = \{f_{x_1} * f_{x_2} * \dots * f_{x_k}(t)\}$$

(Dove l'asterisco indica l'operazione di convoluzione) Di conseguenza la distribuzione dei tempi di residenza $f(t)$ nella sezione di chiusura in seguito ad un'iniezione omogenea istantanea di precipitazione si può esprimere come:

$$f_\gamma(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} p(\gamma) \{f_{x_1} * f_{x_2} * \dots * f_{x_k}(t)\}_\gamma \quad (6.7)$$

Dove $p(\gamma)$ rappresenta la probabilità che la particella si trovi a seguire il generico percorso $\gamma = \{x_1, x_2, \dots, x_k\}$, f_x è la funzione densità di probabilità del tempo di percorrenza dello stato x , e Γ è l'insieme di tutti i possibili percorsi γ .

L'equazione 6.7 mostra come durante il viaggio delle particelle verso la sezione di chiusura, l'impulso di precipitazione subisca una dispersione legata all'eterogeneità dei possibili percorsi delle particella. Questa dispersione è nota come dispersione geomorfologica (Rinaldo, et al., 1991) (Rinaldo, et al., 1996) e postula che la distribuzione dei tempi di arrivo delle particelle d'acqua alla sezione di chiusura di un bacino dipenda dalla struttura topologica della rete idrografica.

Oltre a questo effetto dispersivo vi sono però altri meccanismi che contribuiscono a determinare la varianza della distribuzione dei tempi di residenza.

Studi sperimentali infatti hanno mostrato l'esistenza di due diverse scale di velocità per il deflusso superficiale di versante (0.001-0.1 m/s) e di canale (0.5-4 m/s). L'effetto dispersivo legato a tale variazione di velocità di percorrenza è detto dispersione cinematica e il suo contributo alla varianza dei tempi di residenza è paragonabile a quello della dispersione geomorfologica ed è stato espresso in forma analitica da Rinaldo e al.(1991) (Rinaldo, et al., 1995). Recentemente inoltre sono stati studiati (Saco, et al., 2002) approcci analitici per tener conto, oltre alla variazione di velocità tra canali e versanti, anche della variazione spaziale delle velocità all'interno dei canali di diverso ordine (secondo l'ordine di Strahler). Questa variazione si aggiunge a quella versante-canale sotto il nome di dispersione cinematica (Saco, et al., 2002)(Botter, et al., 2003) (Saco, et al., 2004).

Esiste infine un terzo meccanismo dispersivo detto dispersione idrodinamica (Rinaldo, et al., 1991). Esso ha effetto meno marcato dei primi due sulla varianza del tempo di residenza: Rinaldo e al.(1991) mostrarono che il suo contributo è almeno un ordine di grandezza inferiore rispetto a quello indotto dall'eterogeneità dei percorsi (geomorfologico).

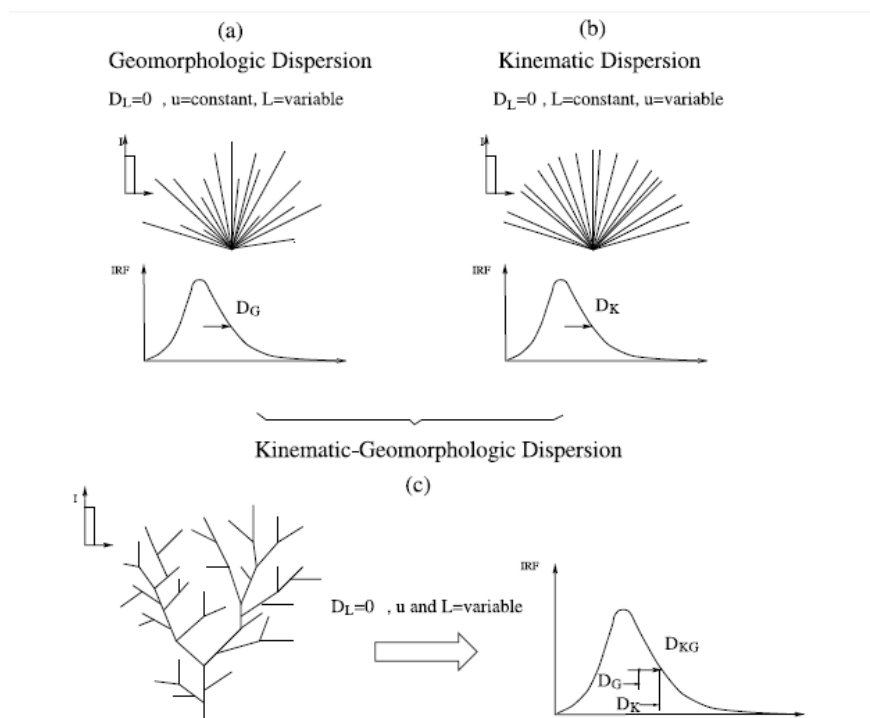


Figura 54: effetto combinato di dispersione morfologica e cinematica sulla risposta idrologica. Immagine tratta da Saco and Kumar, Kinematic dispersion in stream networks, 2002

Questo meccanismo dispersivo si associa alla variazione spaziale del coefficiente idrodinamico che esprime la resistenza al moto. Trascurare la variazione spaziale del

coefficiente idrodinamico porta a sottostimare la durata massima dell'idrogramma e del tempo di picco e quindi a sovrastimarne l'ampiezza (Saco, et al., 2002).

Di seguito con l'introduzione della funzione ampiezza si scorpora dagli altri l'effetto dispersivo geomorfologico osservando la distribuzione delle distanze di percorso da ogni pixel alla sezione di chiusura. Nel paragrafo successivo invece, si assocerà all'effetto geomorfologico quello cinematico osservandone le conseguenze sulla distribuzione dei tempi di residenza.

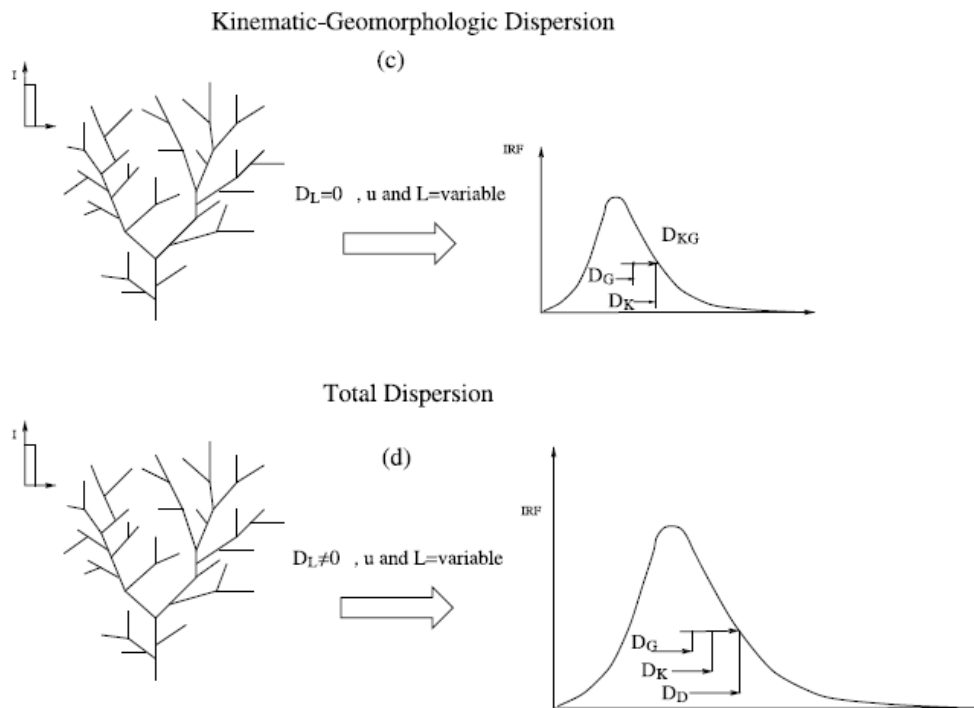


Figura 55: effetto della dispersione idrodinamica sulla distribuzione dei tempi di residenza

6.2 Funzione ampiezza

6.2.1 Definizione di funzione ampiezza

Una proprietà fondamentale di qualsiasi rete di drenaggio è che, dati due punti ad essa appartenenti, esiste un unico percorso unidimensionale che li connette (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997). Questi percorsi e in particolare quello da un punto qualsiasi del bacino alla sezione di chiusura determinano una porzione importante della varianza della risposta idrologica. L'effetto dell'eterogeneità dei percorsi è detto effetto di dispersione geomorfologica e si può studiare mediante la funzione ampiezza del bacino $W(x)$ (in inglese è detta "width function"). Si tratta di una funzione introdotta per la

prima volta da Shreve (1969) e definita come il numero di pixel canale situati a distanza x dalla sezione di chiusura diviso il numero di pixel canalizzati.

Può vedersi come la misura di probabilità ottenuta dividendo il numero di pixel, ad una data distanza x canalizzata dalla sezione di chiusura, per il numero totale di pixel appartenenti alla rete (Rinaldo, et al., 1996).

Essa quindi rappresenta la distribuzione delle distanze percorse lungo la rete e, sotto l'assunzione di velocità costante di deflusso, la distribuzione di probabilità dei tempi di percorrenza della rete o "traveltimes" (Lashermes, et al., 2007).

Tipicamente questa funzione viene rappresentata in forma adimensionale dividendo la distanza x per la distanza massima o il numero di pixel a distanza x per il numero totale di pixel canalizzati.

Una naturale estensione della funzione ampiezza del bacino è la funzione area-distanza che esprime la porzione di area drenante in funzione della distanza cui essa si trova dalla sezione di chiusura. In un sistema dove ogni link della rete si associa all'unità di area (nel caso in esame il pixel) utilizzata per discretizzare la superficie del bacino (e quindi se si estrae la rete con area di supporto unitaria), la funzione ampiezza e la funzione area-distanza coincidono (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997).

Invece, se la rete viene estratta con un criterio di soglia costante o dipendente dalla pendenza le due funzioni non coincidono più. Al contrario della funzione area-distanza infatti, la funzione ampiezza varia al variare della rete estratta e della soglia utilizzata nell'estrazione.

Di seguito si è voluto confrontare la funzione distanza-area al variare della dimensione di griglia del dem e successivamente verificare l'effetto del criterio di estrazione e della soglia di estrazione sulla forma della "Width function" $W(x)$.

6.2.2 Funzione area-distanza per il bacino in esame

Per rappresentare la funzione ampiezza si considera che tutto il bacino sia canalizzato e si calcola la distanza dalla sezione di chiusura per ogni pixel che ad esso appartiene.

Lo strumento utilizzato per tale computo è stato l'algoritmo "Distance to stream".

In particolare come raster "stream grid" è stato specificato il raster dell'area contribuente ("ad8") associato al valore di soglia "1609803" ovvero il valore "dell'ad8" in corrispondenza della sezione di chiusura (il valore massimo del raster). In questo modo l'algoritmo considera canalizzato solo il pixel della sezione di chiusura e restituisce la distanza da esso come voluto. All'esterno del bacino, invece, l'algoritmo restituisce il valore "no data".

Il raster formato ".ascii" così ricavato è poi stato convertito in formato testo (.txt) (strumenti di Arcmap-strumenti di conversione-da raster a ascii) al fine di poter essere importato ed utilizzato in Matlab.

Mediante il programmino riportato in allegato 5 la matrice delle distanze dalla sezione di chiusura è stata vettorializzata e adimensionalizzata. Si è poi calcolata la frequenza:

$$A(x) = \frac{\# \text{ pixel a distanza } x \text{ dalla sezione di chiusura}}{\# \text{ totale di pixel appartenenti al bacino}}$$

Che viene rappresentata in figura 56 e 57 rispettivamente per il dem a 20 e a 10 metri. Segue un'immagine di confronto in cui si nota l'assenza di importanti differenze al variare della dimensione della griglia del DEM utilizzato.

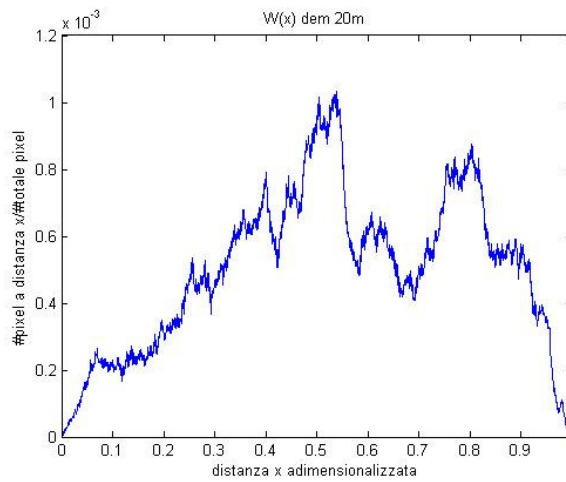


Figura 56: funzione area-distanza del bacino (dem 20m)

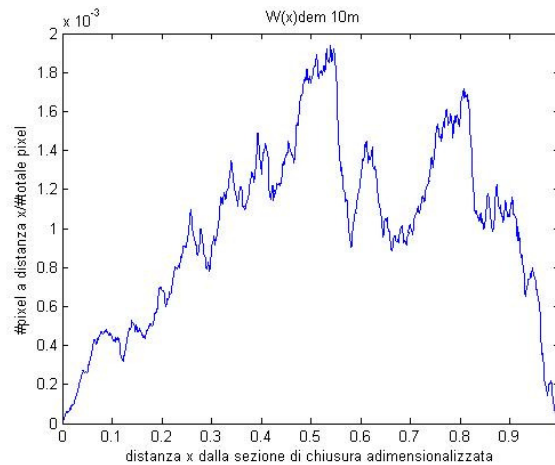


Figura 57: funzione area-distanza del bacino (dem 10m)

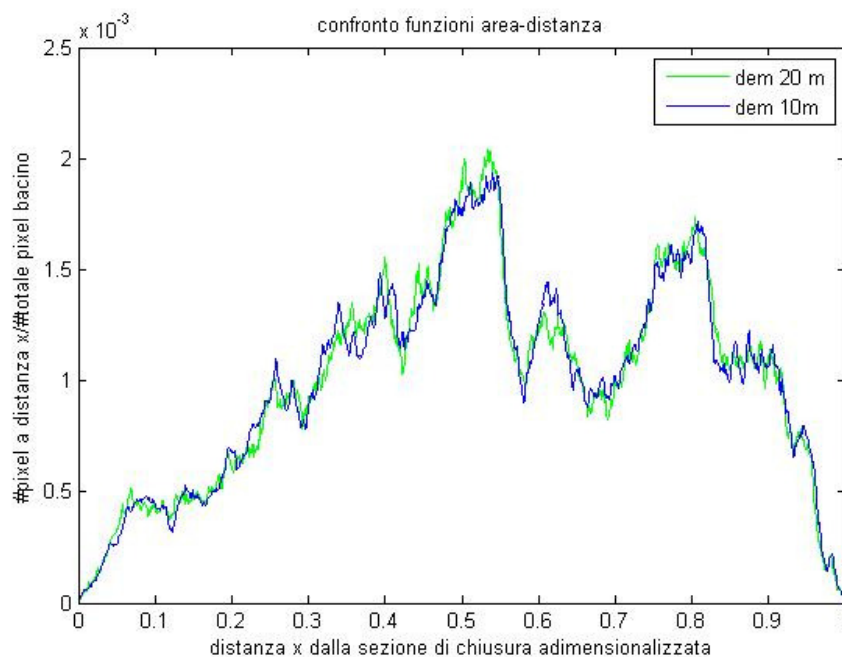


Figura 58: confronto tra le funzioni area-distanza del bacino rispettivamente ottenute per il dem a 20 e 10 metri

Un aspetto positivo della funzione area-distanza è che essa non dipende dalla rete estratta e quindi fornisce informazioni sulla risposta geomorfologica del bacino prescindendo dall'indeterminazione associata alla scelta del criterio e della soglia di estrazione.

L'identificazione della funzione ampiezza del bacino con la funzione area trascura però la transizione da aree non canalizzate ad aree canalizzate. Questa approssimazione è lecita se lo scopo è lo studio dell'invarianza delle proprietà di scala dell'organizzazione spaziale della rete idrografica. Questo poichè nel nostro ambiente fluviale le valli non canalizzate sono relitti di canalizzazioni avvenute durante climi più umidi e la loro geometria ha proprietà simili a quelle di bacini fluviali più vasti. Infatti il processo di riempimento delle concavità associato al trasporto di sedimenti non è in grado di modificare radicalmente la distribuzione delle curvature nello spazio (Rodriguez-Iturbe, et al., 1997).

Questo approccio però non può essere utilizzato nella valutazione della risposta idrologica: la distribuzione dei tempi di viaggio dell'acqua verso la sezione di chiusura è strettamente collegata a quanta parte del percorso è compiuta sul versante e quanta nei tratti canalizzati. Infatti le velocità di percorrenza associate a tali due tratti possono differire di uno o due ordini di grandezza e tale diversità ha notevole effetto sulla forma dell'idrogramma: effetto tanto maggiore quanto minori sono le dimensioni del bacino.

In particolare Kirby(1976) mostrò che in bacini di piccole dimensioni la forma dell'idrogramma è dominata dall'effetto della presenza dei versanti mentre per bacini

più grandi l'idrogramma ricorda la funzione ampiezza perchè fortemente influenzato dai tratti canalizzati.

Questo effetto della variazione delle velocità nei tratti versante-canale sulla forma dell'idrogramma è detto effetto cinematico e verrà considerato nel paragrafo 6.3.

6.2.2 Funzione ampiezza al variare della rete estratta

Per rappresentare le funzioni ampiezza si è dovuta considerare la sola parte canalizzata del bacino. In particolare sono state eseguite le seguenti operazioni:

- Con il comando “estrazione per attributi” specificando come clausola “valore>=1” è stato estratto dal raster “stream raster grid” (“nome.src”: costituito da valori unitari per i pixel canale e valori nulli per i pixel versante) un raster in corrispondenza della sola parte canalizzata. Tutti i restanti pixel sono stati classificati come “no data”.
- Utilizzando quest'ultimo è stato possibile mediante il comando “estrai per maschera” estrarre dal file delle distanze dalla sezione di chiusura (creato con lo strumento “d8 distance to stream”) le distanze dall'outlet dei soli pixel canale
- Convertendo questo raster in formato '.txt' lo si è potuto caricare in Matlab dove è stato utilizzato come input per la function: “width” riportata in allegato 5.

Si riportano di seguito le width function così ottenute per le diverse reti idrografiche di riferimento (i risultati sono relativi al dem 20 m).

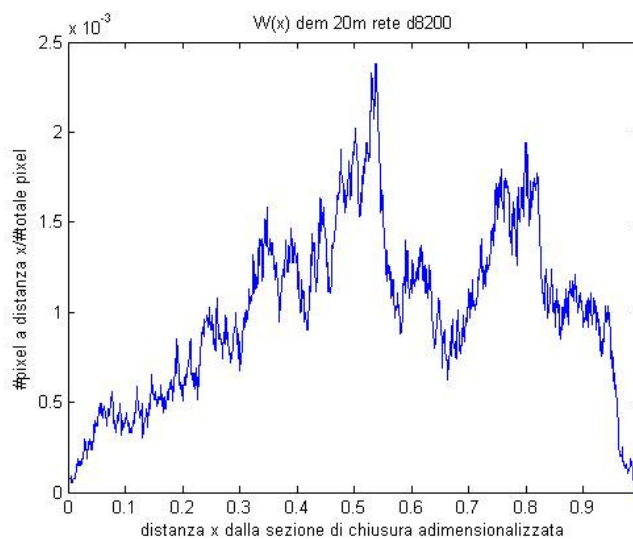


Figura 59: Width function relativa al bacino del Noce se la rete estratta è la rete "d8200"

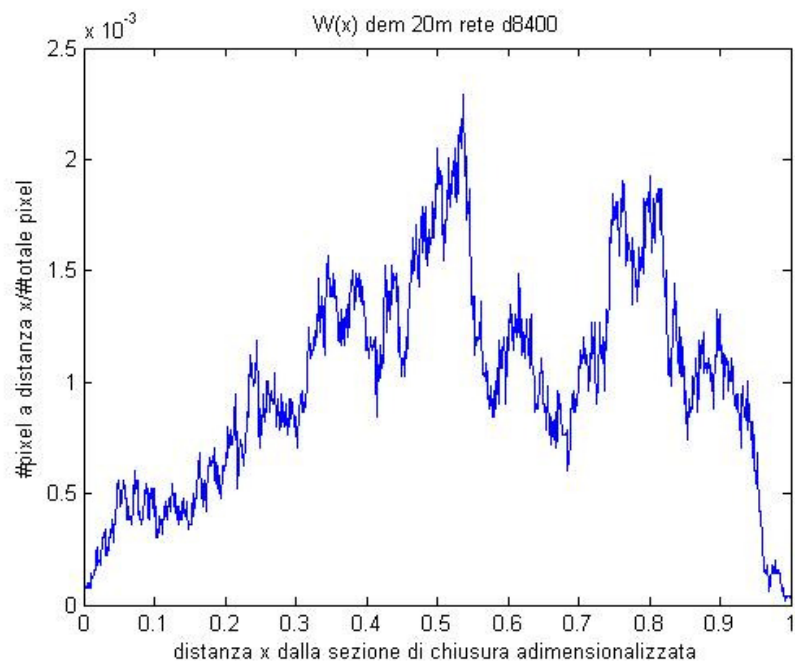


Figura 60: Width function relativa al bacino del Noce se la rete estratta è "d8t400"

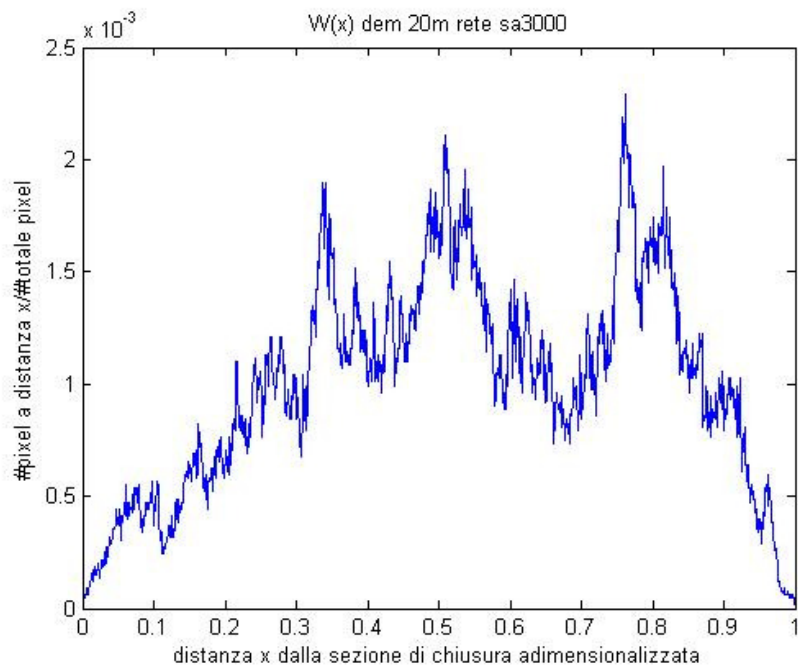


Figura 61: Width function relativa al bacino del Noce se la rete estratta è "sa3000"

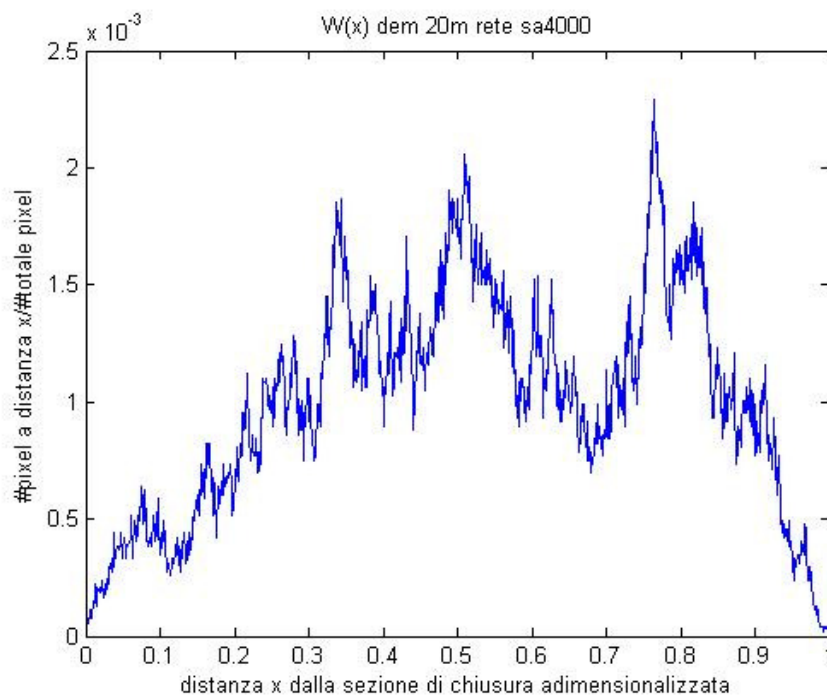


Figura 62: Width function relativa al bacino del Noce se la rete estratta è "sa4000"

Per meglio confrontare le width function al variare della rete si sono rappresentate in un unico grafico:

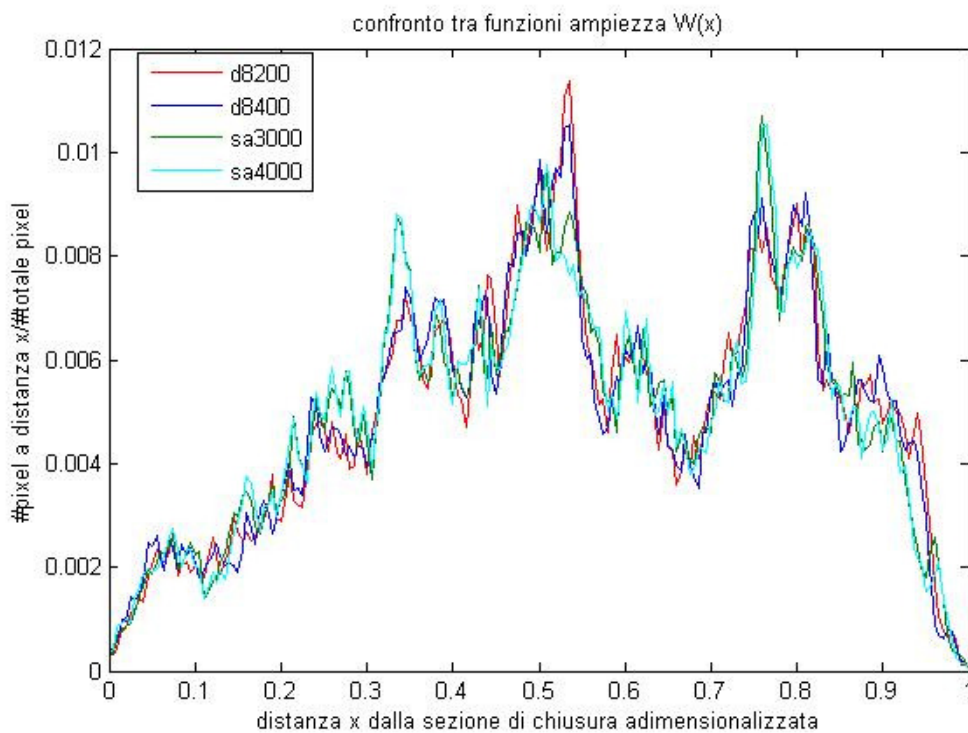


Figura 63: confronto tra le Width function al variare della rete

I risultati mostrano che vi è effettivamente differenza tra funzioni ampiezza di reti ottenute con diversi criteri di estrazione: la curva celeste e verde, che corrispondono ad un criterio di estrazione dipendente dalla pendenza, presentano picchi di diversa intensità e spesso traslati rispetto a quelli delle curve relative alle reti estratte con criterio a soglia costante.

Meno marcate sono invece le differenze tra reti estratte secondo il medesimo criterio ma con diversa soglia critica (curva blu-rossa e curva verde-celeste): il trend dominante è lo stesso ma talvolta si notano piccole traslazioni e piccole differenze di ampiezza tra i picchi.

In definitiva, nonostante la soglia di estrazione non sia molto diversa, le reti confrontate hanno funzioni ampiezza differenti soprattutto se si confrontano quelle corrispondenti a diversi criteri di estrazione.

6.3 Distribuzioni dei tempi di residenza

In seguito si è studiato l'effetto di dispersione cinematica e geomorfologica sulla distribuzione dei tempi di residenza. La distribuzione dei tempi di residenza non è la risposta idrologica, ma studiarne i momenti al variare di morfologia della rete e del rapporto tra le velocità di versante e di canale, rende conto della misura in cui questa è affetta dai relativi meccanismi di dispersione.

In particolare per ottenere la distribuzione dei tempi di residenza sono state introdotte alcune ipotesi semplificative:

- Le distribuzioni dei tempi di residenza sono state ricavate sotto l'assunzione di impulso unitario di precipitazione (ovvero i momenti additivi derivati da un'impulso di pioggia finito non vengono considerati).
- Le dinamiche di saturazione del suolo vengono trascurate: l'area contribuyente coincide con l'intero bacino.
- È stata trascurata la variazione spaziale del coefficiente idrodinamico poichè ha effetto dispersivo ridotto se paragonato a quello legato alla variazione delle velocità e dei percorsi (Rinaldo, et al., 1991)(Saco, et al., 2004).
- È stata trascurata la variazione di velocità all'aumentare dell'ordine di Strahler della corrente: l'effetto cinematico è dovuto alla sola variazione tra la velocità di versante e la velocità nel tratto canalizzato.

Il tempo di residenza di una particella d'acqua nel bacino può essere pensato scomponendo il processo di formazione del deflusso in due contributi distinti: il primo che tiene conto del tempo speso sul tratto non canalizzato e il secondo che tiene conto della morfologia della struttura della rete idrografica. Così facendo il tempo di

residenza (o “travel time”) di una goccia d’acqua caduta nel sito iesimo si può esprimere come somma di due contributi (Rinaldo, et al., 1995):

$$\tau_i = \frac{L_{hi}}{u_h} + \frac{L_{ci}}{u_c}$$

dove i è il pixel iesimo, L_{hi} e L_{ci} sono rispettivamente il tratto di versante e il tratto canalizzato lungo il percorso di drenaggio tra il pixel iesimo e la sezione di chiusura; u_h e u_c sono le velocità di percorrenza del tratto di versante e del tratto canalizzato.

Pesando così le distanze percorse da una goccia d’acqua verso la sezione di chiusura è possibile osservare l’effetto di dispersione cinematica e geomorfologica sulla forma della distribuzione dei tempi di residenza.

Per far ciò si è dovuto inanzitutto stabilire quale parte del percorso fosse o meno canalizzata:

- La matrice delle distanze versante L_{hi} è stata calcolata utilizzando l’algoritmo “distance to stream” utilizzando come “stream raster grid”, da cui calcolare la distanza, le reti scelte di riferimento: “d8T200”, “d8T400”, “sa3000”, “sa4000”.
- La matrice delle distanze canalizzate L_{ci} è stata ottenuta come differenza tra la matrice delle distanze dalla sezione di chiusura e la matrice delle distanze versante. L’operazione è lecita in quanto tutte queste distanze sono calcolate lungo un percorso univoco di drenaggio definito secondo le “D8 flow direction”.
- Convertite in formato “.txt” le matrici sono state importate in Matlab
- Mediante opportuni programmini riportati in allegato 5 ad ogni percorso è stata attribuita la corrispondente velocità (u_h ai tratti versante e u_c ai tratti canalizzati) ed è stata così definita la distribuzione dei tempi di residenza all’interno del bacino. Di tale distribuzione si sono calcolati i momenti al variare del rapporto $r = \frac{u_c}{u_h}$

I grafici seguenti riportano come variano tali momenti illustrando come varia la risposta idrologica del bacino, se, a parità di altre condizioni, cambia il rapporto tra le velocità versante e canale.

In particolare il valore di $r = \frac{u_c}{u_h}$ è stato fatto variare tra 1 e 100 mantenendo costante il valore $u_c=2\text{m/s}$. La scelta di tale valore è stata fatta considerando alcuni valori di riferimento delle velocità media nella sezione di controllo a Malè forniti dell’autorità di bacino dell’Adige.

I grafici di seguito si riferiscono alle reti estratte dal dem di griglia 20 metri.

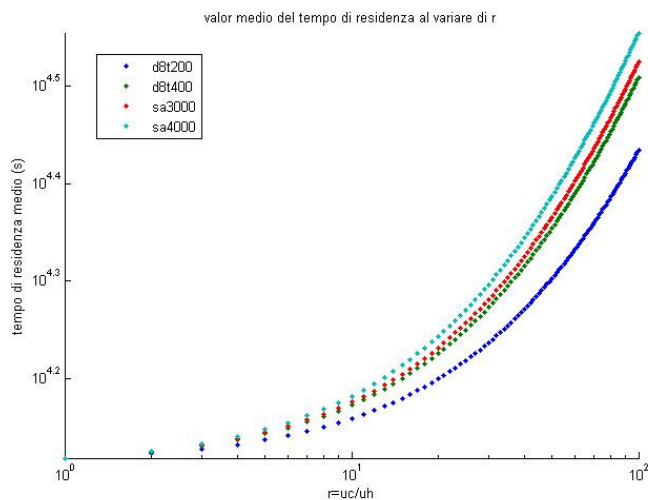


Figura 64: valore medio del tempo di residenza al variare del rapporto tra le velocità r fatto variare tra 1 e 100

Si osserva che plausibilmente all'aumentare del rapporto r tra le due velocità e quindi al ridursi della velocità nel tratto versante il tempo di residenza nel bacino aumenta. Le curve infatti hanno andamento monotono crescente. Questo effetto non è trascurabile: il tempo di residenza medio all'interno del bacino cambia di tre ordini di grandezza se si passa da $r=1$ a $r=100$.

L'effetto cinematico inoltre, non sembra essere indipendente dalla rete considerata: diminuendo la densità di drenaggio il tempo medio di residenza aumenta mentre le reti caratterizzate da una densità di drenaggio molto simile (sa3000 e d8400 rispettivamente curva rossa e curva verde in figura 64) hanno tempi medi di residenza paragonabili. Questo suggerisce che l'effetto cinematico è più importante al diminuire della densità di drenaggio. Analoghe considerazioni possono farsi osservando la figura sotto che riporta l'andamento dei massimi del tempo di residenza al variare del rapporto tra le velocità:

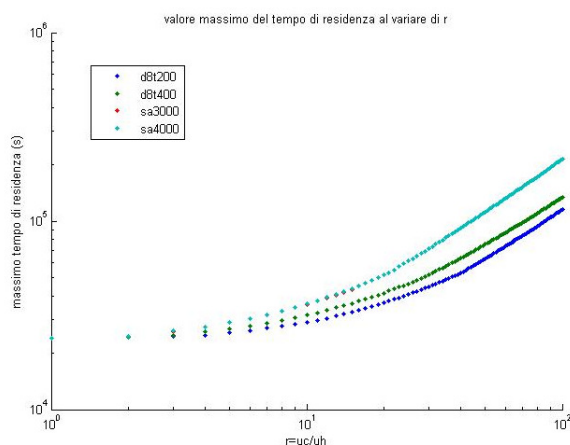


Figura 65: come varia il massimo tempo di residenza all'interno del bacino per r che varia tra 1 e 100

Come accadeva per il valore medio l'andamento dei massimi all'aumentare di r è monotono crescente. Questo è ragionevole poichè al diminuire della velocità il tempo necessario per percorrere una stessa distanza aumenta. Anche in questo caso l'effetto cinematico sembra esaltarsi per le reti aventi minore densità di drenaggio (la curva celeste corrispondente alla rete sa4000 sale più rapidamente delle altre tre) e quindi un minor numero di pixel canale.

La figura 66, invece, riporta come varia la deviazione standard delle distribuzioni dei tempi di residenza al crescere di r :

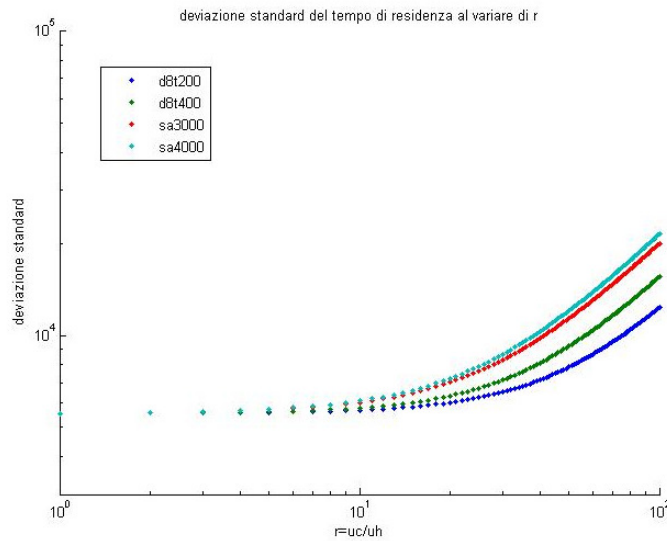


Figura 66: variazione della deviazione standard al variare del rapporto r tra le velocità di versante e le velocità nel tratto canalizzato

All'aumentare dell'effetto cinematico si accentua la differenza tra le deviazioni standard del tempo di residenza che caratterizza le diverse reti. Tale deviazione standard è indice dell'allargamento della campana della distribuzione dei tempi di residenza : all'aumentare di r l'idrogramma si allarga. Come per le tre figure precedenti diminuendo la densità di drenaggio l'effetto cinematico si enfatizza.

Un'ulteriore caratterizzazione della forma dell'idrogramma è data dal momento di terzo ordine o "skewness" del tempo di residenza. Se positivo esso indica una traslazione verso destra della distribuzione dei tempi di residenza, se negativo esso indica uno shift verso sinistra. Se nullo indica che coda destra e coda sinistra della distribuzione si eguagliano. Le distribuzioni dei tempi di residenza relative alle quattro reti considerate hanno, al variare di r , i valori di skewness riportati in figura 67:

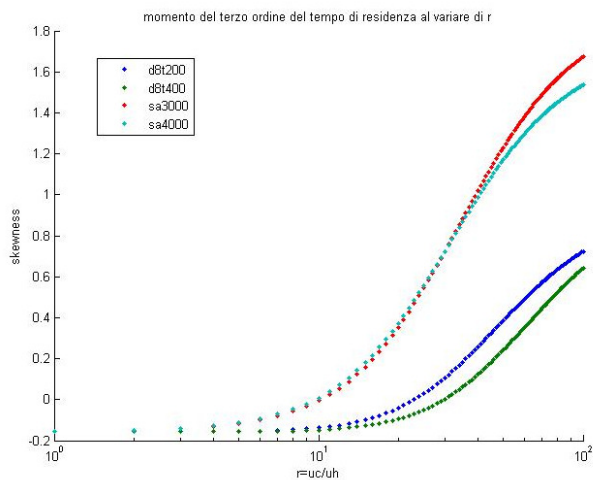


Figura 67: momento del terzo ordine del tempo di residenza al variare del rapporto r tra le velocità di versante e le velocità del tratto canalizzato

Si osserva innanzitutto che reti estratte secondo lo stesso criterio hanno valori di skewness simili. La simmetria o asimmetria della distribuzione sembra quindi dipendere dal criterio di estrazione e di conseguenza dalla morfologia della rete.

Per le reti estratte con il criterio “slope-area” i valori del momento di terzo ordine cambiano segno per r pari a 10 divenendo positivi per valori di r maggiori.

Lo stesso avviene per le reti estratte con soglia costante ma per la rete “d8200” lo skewness cambia segno per $r=20$ mentre per la rete “d8400” per r circa pari a 30.

In generale all’aumentare di r , e quindi diminuendo la velocità di versante, il momento del terzo ordine diventa positivo a testimonianza dello shift verso destra della curva di distribuzione dei “travel time” osservabile anche in figura 73. È interessante notare che lo skewness a parità di rapporto tra le velocità è maggiore per reti aventi maggiore densità di drenaggio.

Si è voluto poi rappresentare la distribuzione dei tempi di residenza per particolari valori di r . Per il rapporto tra le velocità nel tratto canalizzato u_c e nel tratto versante u_h si sono scelti i valori 10, 20 e 50 che essendo $u_c=2$ m/s corrispondono rispettivamente a $u_h=0.2$ m/s, $u_h=0.1$ m/s, $u_h=0.04$ m/s.

I grafici sotto si riferiscono al dem di griglia 20x20 metri. Essi in ascissa e in ordinata riportano rispettivamente:

- il tempo t (espresso in secondi) impiegato da una particella che cade all’istante iniziale sul pixel i esimo per raggiungere la sezione di chiusura scelta; ci si riferisce a questo tempo come “travel time” sinonimo di tempo di residenza
- il numero di pixel del bacino il cui contributo giunge al tempo t nella sezione di chiusura fratto il numero totale di pixel appartenenti al bacino. Si tratta quindi della frequenza di un certo valore di “travel time” all’interno del bacino.

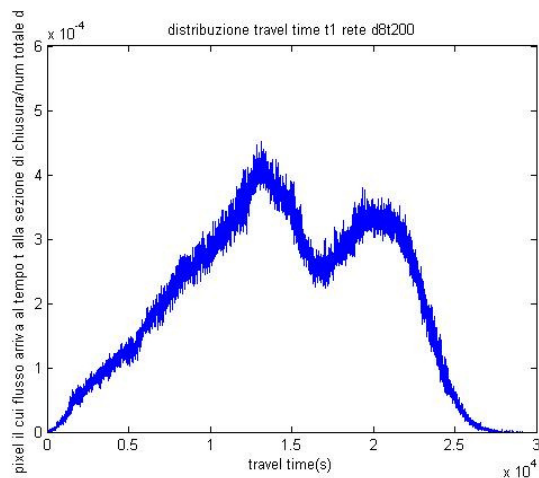


Figura 68: distribuzione dei “tempi di residenza” per $r=10$ utilizzando come rete di riferimento la rete “d8 200”

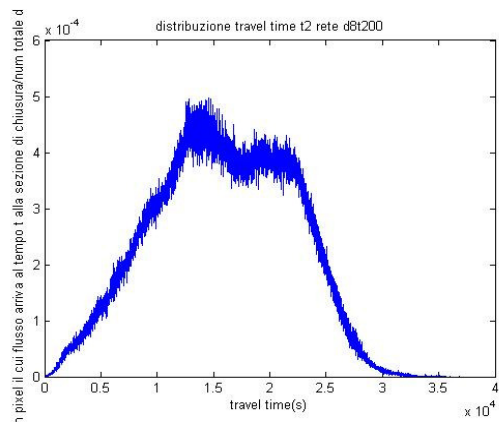


Figura 69: distribuzione dei tempi di residenza per $r=20$ utilizzando come rete di riferimento la rete “d8t200”

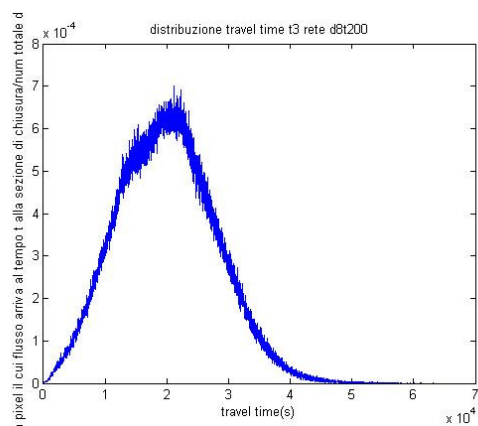


Figura 70: distribuzione dei tempi di residenza per $r=50$ utilizzando come rete di riferimento la rete “d8t200”

Come aspettato all’aumentare di r il valore massimo del tempo di residenza o “Travel time” e il tempo di arrivo del picco aumentano. L’intensità di picco invece diminuisce.

Ciò si osserva più facilmente rappresentando le tre distribuzioni sopra in un unico grafico:

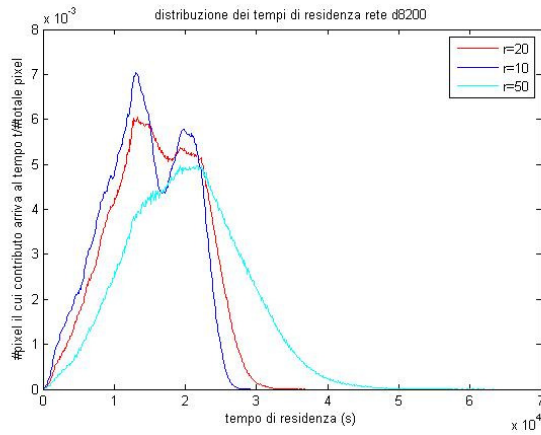


Figura 71: confronto tra le distribuzioni dei “travel time” relativi alla rete “d8t200” per $r=10$, $r=20$, $r=50$

Analoghi risultati si ottengono considerando le altre reti estratte:

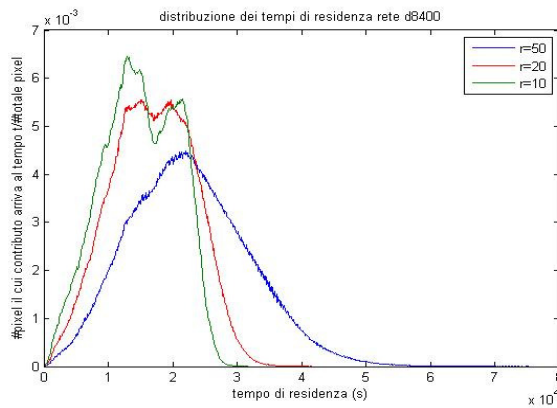


Figura 72: confronto tra le distribuzioni dei “travel time” relativi alla rete “d8t400” per $r=10$, $r=20$, $r=50$

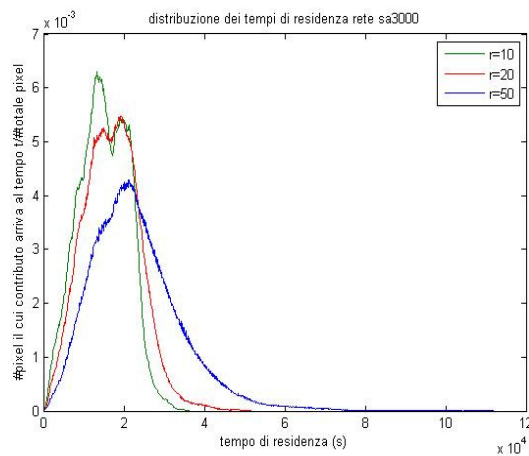


Figura 73: confronto tra le distribuzioni dei “travel time” relativi alla rete “sa3000” per $r=10$, $r=20$, $r=50$

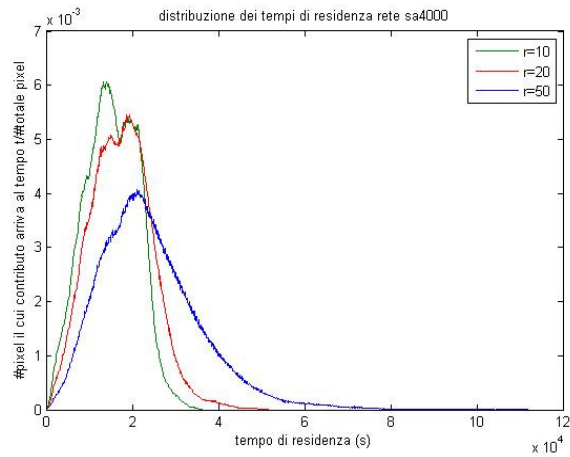


Figura 74: confronto tra le distribuzioni dei “travel time” relativi alla rete “sa4000” per r=10, r=20, r=50

A parità di r la differenza tra le distribuzioni dei tempi di residenza si deve alla sola morfologia della rete. Per osservare l’effetto geomorfologico al variare di soglia e criterio di estrazione si confrontano di seguito le distribuzioni ottenute per uguali valori del rapporto r:

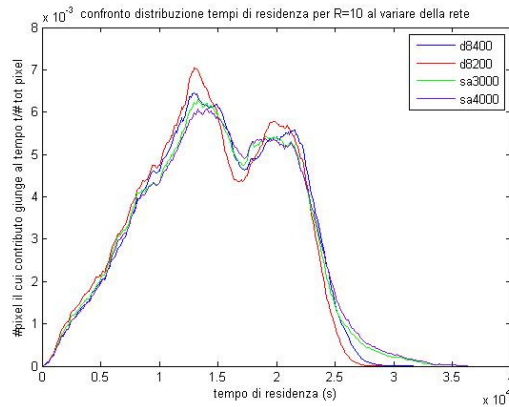


Figura 75: distribuzione “travel time” al variare della rete estratta per $U_c=2m/s$ e $U_h=0.2m/s$

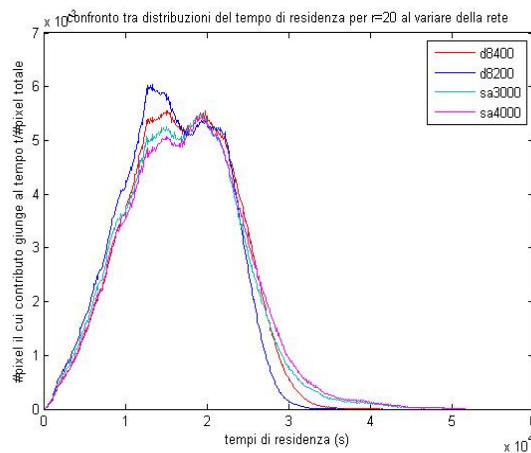


Figura 76: distribuzione “travel time” al variare della rete estratta per $U_c=2m/s$ e $U_h=0.1m/s$

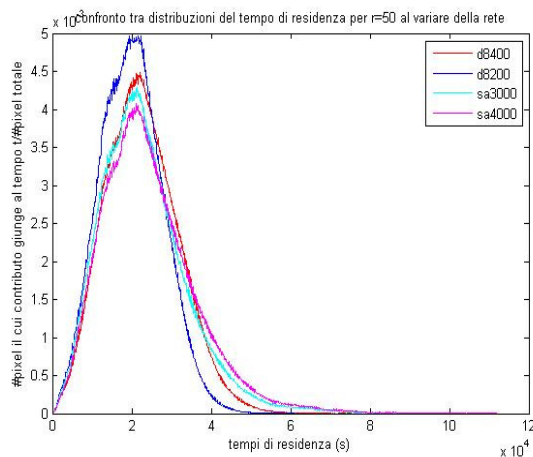


Figura 77: distribuzione travel time al variare della rete estratta per $U_c=2\text{m/s}$ e $U_h=0.04\text{m/s}$

Inanzitutto si osserva che all'aumentare di r le differenze tra gli idrogrammi ottenuti si accentuano. Inoltre le distribuzioni dei tempi di residenza relativi a reti estratte con lo stesso criterio hanno forme e valori caratteristici simili. Questo è plausibile: le differenze tra gli idrogrammi sono dovute unicamente alla morfologia delle reti e reti estratte con lo stesso criterio, avendo morfologia e struttura simile, hanno risposte idrologiche meno differenti. Oltre al criterio di estrazione, anche la densità di drenaggio ha effetto sulla risposta idrologica: minore è la densità di drenaggio maggiori sono i tempi di residenza nel bacino e minore è il picco della curva di distribuzione.

6.4 Confronto tra le distribuzioni dei tempi di residenza in dem di diversa risoluzione

Qual è l'importanza della risoluzione del dem utilizzato nella valutazione della risposta idrologica di un bacino? Al fine di rispondere a tale domanda, disponendo del dem dell'intero bacino con griglia 20x20 metri e con griglia 10x10 metri si è voluto confrontare la distribuzione dei tempi di residenza per i due set di dati considerando una rete estratta secondo il medesimo criterio e con la medesima soglia.

In particolare si è scelto di utilizzare il criterio di estrazione "stream definition by threshold" ovvero è stato scelto un valore costante di soglia oltre il quale il pixel si considera canalizzato. Poiché il software Taudem richiede che tale soglia venga espressa in unità pixel si è dovuta specificare rispettivamente la soglia:

- $T=400$ pixel per il dem a 20 metri ("d8t400")
- $T=1600$ pixel per il dem a 10 metri ("d8t1600")

In entrambi i casi l'area di drenaggio corrisponde a 0.16 Km^2 .

Inaspettatamente, nonostante siano state estratte con lo stesso criterio e con la stessa soglia, queste due reti presentano diversa densità di drenaggio. In particolare la rete

estratta nel dem a 20 metri ha densità di drenaggio 1.55 (1/m) superiore a quella della rete corrispondente estratta nel dem a 10 m, di densità 1.41 (1/m).

Ci si aspetta dunque che le due reti abbiano anche diversa risposta idrologica.

I grafici che seguono riportano come variano media, deviazione standard, skewness e massimi del tempo di residenza al variare del rapporto r tra le velocità nel tratto canalizzato u_c e non canalizzato u_h .

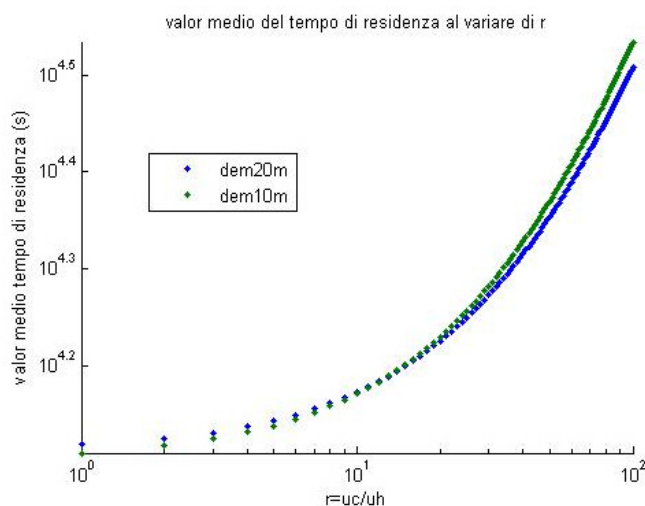


Figura 78: andamento del valore medio dei tempi di residenza; si confrontano la rete estratta per il dem 20x20 (curva blu) e 10x10 (curva verde)

Analogamente a quanto avveniva per reti aventi diverse densità ma estratte dallo stesso DEM l'effetto cinematico è più marcato per le reti a minore densità di drenaggio (e quindi in questo caso per la rete estratta dal dem 10x10 curva verde). Ciò si riscontra sia per l'andamento del valore medio (figura 78) che per l'andamento dei valori massimi (figura 79) della distribuzione dei "travel time".

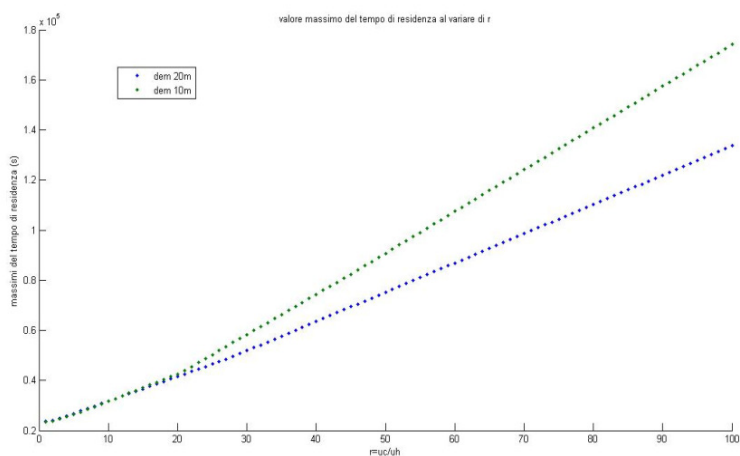


Figura 79: andamento del valore massimo dei tempi di residenza; si confrontano la rete estratta per il dem 20x20 (curva blu) e 10x10 (curva verde)

Si riportano di seguito gli andamenti del momento di secondo e terzo ordine al variare di r:

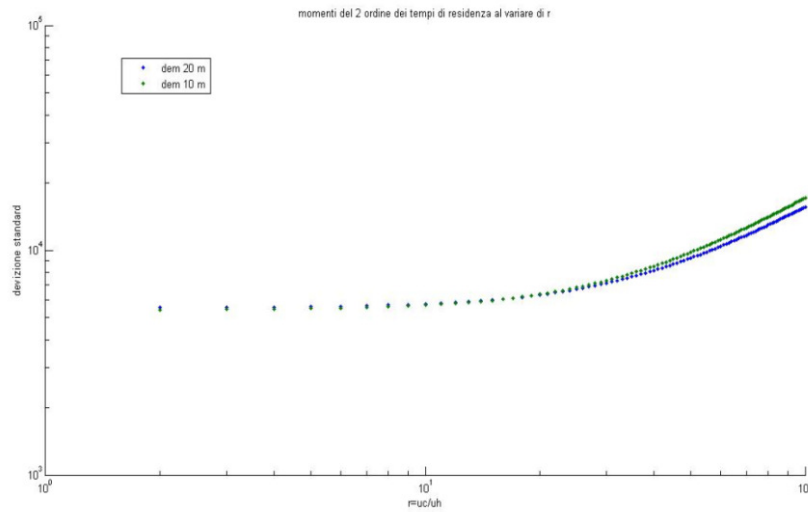


Figura 80: andamento della deviazione standard dei tempi di residenza; si confrontano la rete estratta per il dem 20x20 (curva blu) e 10x10 (curva verde)

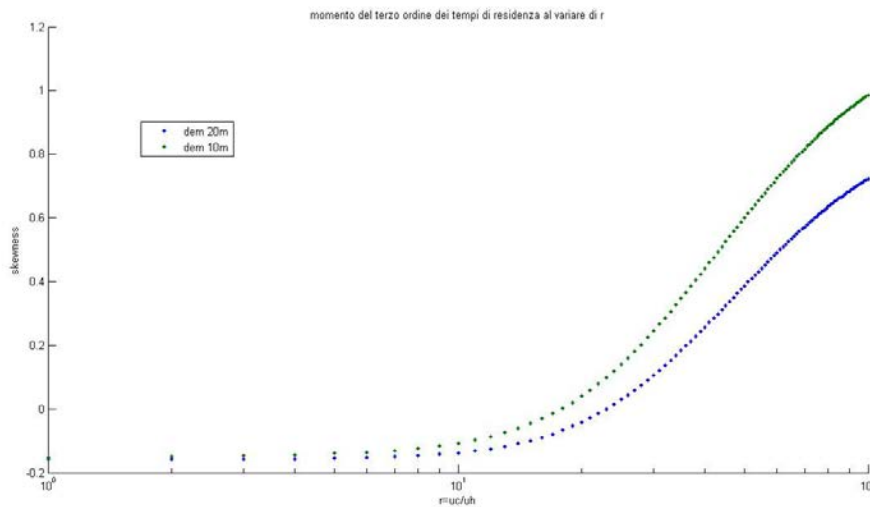


Figura 81: andamento del momento di terzo ordine dei tempi di residenza; si confrontano la rete estratta per il dem 20x20 (curva blu) e 10x10 (curva verde)

Il valore della deviazione standard cresce al crescere del rapporto r. Nonostante la rete avente densità di drenaggio minore risenta maggiormente dell'effetto cinematico, la differenza tra gli andamenti del momento di secondo ordine delle due è minima. Per entrambe le reti all'aumentare di r il momento di terzo ordine da negativo diviene positivo. A parità di rapporto tra le velocità, come avveniva per media e deviazione standard, lo skewness è maggiore per reti aventi minor densità di drenaggio.

In definitiva dal confronto tra le due reti estratte dai due diversi dem si osserva che non è tanto la risoluzione del dem quanto piuttosto la densità di drenaggio a condizionare le caratteristiche della risposta idrologica.

Capitolo 7

Conclusioni

I risultati salienti del presente studio si possono così riassumere:

- Esistono molteplici meccanismi di inizio della canalizzazione fluviale. In un bacino molto eterogeneo quale quello esaminato, come tipico del contesto alpino e in generale di quello montano, un'estrazione automatica della rete, pur basandosi su un criterio dipendente anche dalla pendenza topografica difficilmente riesce a cogliere l'esatta posizione delle teste dei canali. Diversi meccanismi di inizio canalizzazione infatti predicono relazioni molto diverse area-pendenza locale.
- I coefficienti delle leggi esponenziali che descrivono le distribuzioni di probabilità di aree e lunghezze differiscono di poco da quelli trovati in molteplici precedenti sperimentazioni. Questa apparente universalità degli esponenti delle leggi di potenza mette in luce l'esistenza di una struttura a frattale e quindi di un fenomeno di autorganizzazione critica suggerendo che i bacini idrografici sono sistemi che evolvono naturalmente verso uno stato critico. I valori degli esponenti delle leggi di scala, inoltre, appaiono dipendenti tra loro secondo relazioni teoriche già verificate sperimentalmente.
- Esiste una dimensione scala caratteristica al di sotto della quale viene a mancare l'invarianza delle distribuzioni cumulate di aree e lunghezze al variare dalle dimensioni del bacino considerato. La dipendenza dalla scala dal comportamento di versante è dovuta alla presenza di processi diffusivi che alterano le distribuzioni di aree e lunghezze tipiche di dimensioni scala maggiori (scale in cui dominano invece processi erosivi incisivi). Conoscere questa scala di versante significa

conoscere la densità di drenaggio della rete con importanti implicazioni sulle previsioni della risposta idrologica.

- La funzione area-distanza del bacino è uno strumento teorico che scorpora dagli altri effetti dispersivi quello geomorfologico. Essa, in quanto distribuzione della frequenza delle aree ad una data distanza dalla sezione di chiusura, evidenzia l'importante legame tra gli andamenti delle distribuzioni di aree e lunghezze (caratterizzati da proprietà frattali) e la previsione, pur estremamente semplificata, della risposta idrologica.
- La funzione area-distanza non varia significativamente al variare della dimensione della griglia del modello digitale del terreno. La funzione ampiezza varia invece al variare della rete estratta. In particolare il criterio di estrazione sembra pesare più del valore di soglia sulla forma della funzione.
- Una corretta definizione della rete idrografica è essenziale per prevedere una risposta idrologica realistica. Sia il criterio di estrazione della rete che la densità di drenaggio condizionano la risposta del bacino. Le distribuzioni dei tempi di residenza relativi a reti estratte con lo stesso criterio hanno forme e valori caratteristici simili ma si osserva che, minore è la densità di drenaggio, maggiore è la varianza della distribuzione e minore è l'intensità del suo picco.
- Pur utilizzando modelli semplificativi che non tengono conto della variazione spaziale del coefficiente idrodinamico né della variazione delle velocità al variare dell'ordine della corrente è stato possibile osservare l'effetto della dispersione cinematica e geomorfologica sulle distribuzioni dei tempi di residenza. Questi risultati sono coerenti con i precedenti studi che hanno enfatizzato l'effetto di entrambi, versanti e rete idrografica, sulla forma dell'idrogramma.
- Mappe digitali del terreno a diversa risoluzione conducono, pur nella semplicità della trattazione, a risposte idrologiche simili. L'importanza della densità di drenaggio resta determinante nel definire le caratteristiche della distribuzione dei tempi di residenza indipendentemente dalla dimensione della griglia del DEM. Per

ottenere una risposta idrologica realistica quindi, non appare tanto importante la risoluzione del dem quanto piuttosto che la densità di drenaggio della rete estratta sia confrontabile con quella reale.

Allegato 1: Specifiche relative ai dati DTM con passo 20 metri

Quanto sotto riportato è stato tratto dal sito:

http://www.pcn.minambiente.it/catalogo/metadatoFull.html?_cache=yes&doc=/db/metadati/pcn/rndt_m_amte_META313.xml

Titolo: Modello digitale del terreno 20 metri

Fornitore del dato: Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Geoportale nazionale

Organizzazione responsabile della risorsa: Istituto geografico militare

Descrizione : Il DTM (Digital Terrain Model), a copertura nazionale, deriva dall'interpolazione dei dati orografici provenienti dalla cartografia dell'Istituto Geografico Militare. Il prodotto risultante è una matrice a passo regolare di 20 m, i cui elementi (pixel) riportano i valori delle quote. Il territorio nazionale è suddiviso in unità (tile) di dimensioni 10Km x 10Km. Le quote sono espresse in metri nel sistema di riferimento msl (mareografo di Genova).

Estensione Geografica : latitudine Nord: 47.20°; latitudine Sud: 35.20°; longitudine Est: 19.70°; longitudine Ovest: 6.00°;

Informazioni sui dati spaziali

Data di creazione: 2001-02-12

Genealogia : Il lavoro è partito agli inizi degli anni 80. Il modello numerico del terreno è stato ottenuto interpolando le curve di livello dell'archivio IGM. Oltre a questi sono state utilizzate le linee di costa dei laghi, aventi quota pari al livello delle acque dei laghi stessi, e del mare (quest'ultima proveniente da cartografia scala 1:100.000) per arrestarne l'interpolazione. La quota, espressa in metri, è il valore altimetrico medio incontrato nell'area della cella elementare (pixel) riferito al baricentro della cella stessa. Le curve di livello sono state digitalizzate con varie metodologie quindi l'accuratezza del dato dipende dal tipo di terreno (pianura, collina, montagne). L'accuratezza planimetrica mediamente è di circa 3-4 decimi di millimetro grafico.

Informazioni su accesso ed utilizzo

Limitazioni d'uso: Lo strato informativo è consultabile gratuitamente. Lo strato informativo può essere utilizzato solo per fini non commerciali, previa citazione della fonte. E' vietata la distribuzione, la riproduzione, la traduzione, l'adattamento e ogni altra modifica.

Data del metadato: 2003-02-12

Allegato 2 : Specifiche dei dati relativi all'altoadige

Quanto sotto riportato è stato tratto dalla pagina web corrispondente all'indirizzo internet:

<http://www.provincia.bz.it/informatica/cartografia/cartografia-modello-digitale-terreno.asp>

Descrizione tecnica: L'acquisizione dei dati del territorio è stata effettuata mediante l'utilizzo del laser scanner attraverso misurazione di first e last pulse. Nel seguito, si farà riferimento solo al last pulse relativamente alla densità dei punti rapportati all'area.

1. Area di progetto: L'area misurata è rappresentata dall'intera Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige per un totale di 7.400 km². In questo territorio, l'altitudine del terreno varia tra i 230 m e i 3.900 m sul livello del mare.

2. Acquisizione dei dati attraverso l'uso del laser scanner: Per l'acquisizione dei dati con l'ausilio del laser scanner, l'intera area è stata suddivisa in tre regioni.

a) Le zone mappate della carta tecnica 1:5000, per un totale di 2.594 km² (area 1 figura 82).

b) Le zone non mappate al di sotto dei 2.000 m sul livello del mare, per un totale di 2.149 km² (area 2 Figura 83).

c) Aree con altitudine superiore ai 2000 m sul livello del mare

Con riferimento alla prima regione, la densità del laserpoint richiesta per la misura era di un minimo di 4 punti per 2.5m x 2.5m. Con riferimento alla seconda regione, la densità del laserpoint richiesta per la misura era di un minimo 8 punti per 5m x 5m. In fine, per la terza regione, la densità del laserpoint richiesta per la misura era di un minimo di 3 punti per 5m x 5m.

3. Requisiti tecnici: Il progetto ha come finalità la misurazione, mediante laser scanner, dell'intera area della Provincia Autonoma di Bolzano. I dati forniti dovevano coprire interamente un quadrato. Il tracciato aereo doveva essere organizzato in maniera tale da coprire fasce successive con un sufficiente sovrapposizione.

Attraverso un'appropriata calibrazione del sensore, la deviazione orizzontale e verticale doveva essere minimizzata. Per controllare deviazioni in X, Y e Z, prima e dopo ogni volo, dovevano essere sorvolate le aree di controllo. Queste aree erano presenti su tutto il territorio e sono state fornite dalla Provincia. Il periodo di acquisizione per le aree al di sotto dei 1500 m è stata fissata tra il periodo della perdita delle foglie degli alberi e la nuova fioritura con una massima altezza della neve di 10 cm. L'acquisizione dei dati per aree a grandi altitudini è stata effettuata nel periodo con minima presenza di neve tra le settimane 19/2004 e 45/2004 e le settimane successive alla 19/2005. Cambiamenti dei suddetti periodi potevano essere effettuati solo in accordo con la commissione tecnica. I dati dovevano essere acquisiti

nel sistema di riferimento ETRS89 e forniti nel sistema ETRS89/UTM. La trasformazione dell'altitudine del terreno è stata effettuata in base al modello fornito del geoide della Provincia.

4. Specifiche dell'errore: L'altitudine dei dati 3D, misurati nelle aree di controllo, doveva presentare le seguenti specifiche in accuratezza (deviazione standard):

Le zone mappate della carta tecnica 1:5000: accuratezza 25 cm;

Le zone non mappate al di sotto dei 2000 m sul livello del mare: accuratezza 40 cm;

Le aree con altitudine superiore ai 2000 m sul livello del mare: accuratezza 55 cm.

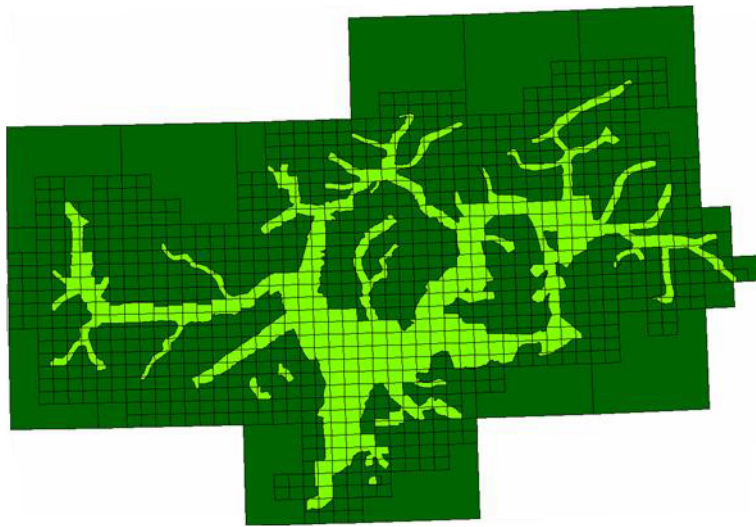


Figura 82: area 1

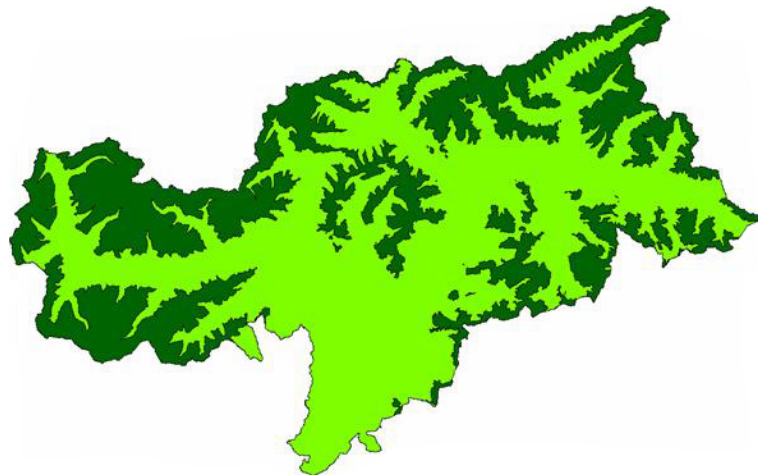


Figura 83: area 2

Allegato 3 : Specifiche relative al dem 10metri per 10 metri del trentino

Quanto sotto riportato è stato tratto dal sito:

http://www.urbanistica-dati.provincia.tn.it/siu_css/scheda.asp?IdDataset=457

IDENTIFICAZIONE

Titolo: Dtm passo 10 metri

DESCRIZIONE

Descrizione: Il Modello Digitale del Terreno (D.T.M.) rappresenta la morfologia del territorio, mediante una struttura matriciale a celle quadrate, con passo di campionamento 10 metri. Ad ogni cella di tale reticolo è associata la quota al suolo, espressa in metri, riferita al centro della cella stessa. Dal D.T.M. passo 10 m. è stato derivato quello con passo 40 m.

Il D.T.M. è inquadrato nella rappresentazione conforme di Gauss-Boaga, nel sistema geodetico nazionale (ellissoide internazionale con orientamento a Roma Monte Mario 1940) e si compone di 215 unità di memorizzazione (sezioni), equivalenti al rettangolo d'ingombro della corrispondente sezione alla scala 1:10.000 (taglio cartografico ED 50). Le fasce di sovrapposizione di unità adiacenti contengono i medesimi dati.

Data di creazione: Monday, January 01, 1996

Ente Proprietario: Provincia Autonoma di Trento

Documentazione: [1] Documento redatto da U.O. S.I.A.T. del Servizio Urbanistica e Tutela del Paesaggio della Provincia Autonoma di Trento: "L" pubblicazioni dei dati cartografici del S.I.T. su supporto CDROMs

schema Spaziale: G8 (secondo il documento ENV 12160)

Scala consigliata di utilizzo: 1:10000

QUALITA'

metodologia di acquisizione: Il D.T.M. è stato generato a partire dall'altimetria numerizzata (CURVE DI LIVELLO, PIANO QUOTATO, BREAKLINES), proveniente dalla Carta Topografica Generale alla scala 1:10.000 (C.T.G.). In corrispondenza del confine provinciale, ovunque possibile, si è tenuto conto dei dati altimetrici provenienti da cartografie di media scala, realizzate dalle Regioni limitrofe, in modo da ottenere un D.T.M. ben raccordato ai bordi. Il D.T.M. è stato limitato al territorio provinciale: le zone esterne sono state qualificate "no data".

ACCURATEZZA POSIZIONALE:

Il controllo di qualità è stato effettuato sia con criteri di tipo globale, che con verifiche di tipo puntuale.

Validazione: Il controllo di qualità è stato effettuato sia con criteri di tipo globale (confronto dell'altimetria rigenerata dal D.T.M. con quella originale), che con verifiche

di tipo puntuale (corrispondenza dei valori altimetrici del modello con quelli rilevabili dai dati di input).

Realizzazione informatica: 1996

SISTEMA DI RIFERIMENTO:

Datum: Nazionale 1940 (Italy)

Ellissoide: Ellissoide internazionale orientato Monte Mario

Proiezione: Gauss-Boaga

Sistema di riferimento per le altezze: Riferita al mareografo di Genova

ESTENSIONE

Data status: Monday, September 03, 2001

Status: Completato

ESTENSIONE PLANARE

Data : Monday, January 01, 1996

Status Planare: Completo

Geografica di riferimento: Provincia Autonoma di Trento

ESTENSIONE TEMPORALE

Data di inizio validità: Monday, September 03, 2001

DEFINIZIONE DATI

COMPONENTI (Entità territoriali e tabelle) DEL DATASET

Entità: Il file contiene la matrice DTM con passo 10 metri relativa ad una sezione

Nome breve: <sezione>.asc

Descrizione: I 215 files, componenti la copertura D.T.M. passo 10 m., sono in formato GRID-ASCII UNIX (fine riga LF (0AH)), hanno una dimensione media di 3,1 MB ed un nome del tipo fffss0.asc, dove fff rappresenta il codice del foglio 1:50.000, ss la sezione 1:10.000 (da 01 a 16). Contengono righe (records) di lunghezza variabile. Il separatore di colonna (campo), all'interno della riga è lo spazio (" ") I valori sono rappresentati con un decimale (il separatore decimale è il punto ("."); le quote non significative sono poste a NODATA. All'inizio di ogni file sono riportati in sequenza: il numero di righe (NROWS), il numero di colonne (NCOLS), le coordinate Gauss-Boaga del vertice in basso a sinistra dell'unità di memorizzazione (XLLCORNER, YLLCORNER), la dimensione della cella (CELLSIZE) ed il valore corrispondente alla quota non significativa (NODATA). Segue la matrice delle NROWS x NCOLS quote del modello.

Formato entità: Testo

RESTRIZIONI D'USO:

I dati sono distribuiti su CDROM ufficiali della Provincia Autonoma di Trento

Diritti di Autore: Copyright

Informazioni sui prezzi: consultare il sito : www.provincia.tn.it/ambiente/cdrom.htm

Unità di distribuzione: Tutto il territorio provinciale suddiviso in Sezioni IGM 1:10000

Supporti di distribuzione: CDROMs codice 1.2/96 (1 e 2)

Formati disponibili: Formato ASCII GRID

Accesso On-Line:

Documentazione CDROM su: www.provincia.tn.it/ambiente/cdrom.htm

Modalità di ordinazione: DIATEC SRL

INFORMAZIONI SUI METADATI:

Standard: CEN TC/287

Lingua: Italiano

Data ultimo aggiornamento: Wednesday, August 14, 2002

Data primo inserimento: Monday, September 03, 2001

Data ultimo controllo: Monday, September 03, 2001

Correttezza: Documentazione redatta dal Servizio Urbanistica della P.A.T. che ha commissionato le specifiche per l'acquisizione del tema.

Allegato 4: Specifiche del rilievo lidar condotto dalla provincia di trento per ottenere il DTM con passo 1x1 metro.

Quanto sotto riportato è stato tratto dalla pagina web di indirizzo internet:

<http://www.territorio.provincia.tn.it/portal/server.pt/community/lidar/847/lidar/2395>

4

Il rilievo LIDAR della Provincia autonoma di Trento si compone dei seguenti prodotti:

- Modello digitale delle superfici (DSM) : è il grigliato regolare derivato dal DG, opportunamente filtrato, ricampionato e ortometrico per rappresentare l'andamento delle superfici (first pulse), con passo di 1x1 metro (aree tipo 1) e di 2x2 metri (aree tipo 2 e 3); il formato di consegna previsto è l'ascii-grid di Arc/info.
- Modello digitale del terreno (DTM): è il grigliato regolare derivato dal DG, opportunamente filtrato, ricampionato e ortometrico per rappresentare l'andamento del terreno (last pulse), con passo di 1x1 metro (aree tipo 1) e di 2x2 metri (aree tipo 2 e 3) ; il formato di consegna previsto è l'ascii-grid di Arc/info.
- Il dato grezzo (DG) : viene ceduto solo su richiesta specifica. E' voluminoso ed ha finalità documentali e di supporto alla progettazione. Infatti, disponendo di skills e programmi adeguati (es. Microstation-Terrascan) è possibile effettuare classificazioni e progettazioni di dettaglio molto efficaci. Esso rappresenta l'insieme di tutti i punti rilevati, non filtrati né trasformati (e, quindi, non collaudati); raccolti in file ASCII (*.ALL – versione testuale del formato proprietario *.LAS) o *.LAS. Il tracciato dipende dal tipo di sensore, che, comunque, fornisce per ogni punto almeno il tipo di impulso (first, last), le coordinate planimetriche UTM-WGS84, la quota ellissoidica ed il relativo calore di riflettività.

I files in formato ASCII contengono le seguenti informazioni:

<i>Campo</i>	<i>Obbl.</i>	<i>Descrizione</i>	<i>Sensore</i>
TEMPO_GPS	No	tempo GPS	OPTECH ALTM3100
TIPO	Si	n° impulso (1: primo; 9: ultimo)	TOPOSYS/OPTECH ALTM3100
EST	Si	coord. EST à UTM-WGS84	TOPOSYS/OPTECH ALTM3100
NORD	Si	coord. NORD à UTM-WGS84	TOPOSYS/OPTECH ALTM3100
QUOTA	Si	quota ellissoidica/ortometrica	TOPOSYS/OPTECH ALTM3100
INTENS	Si	riflettività (*)	TOPOSYS/OPTECH ALTM3100
STR	No	riferimento alla strisciata	OPTECH ALTM3100

(*)

Il valore della riflettività dipende dal tipo di sensore usato: l'Optech ALTM3100 ricampiona il segnale tra 0-255, mentre non è noto l'intervallo Toposys. In ogni caso, la riflettività Lidar non permette di identificare univocamente il materiale colpito, ma solo per analogia (es. se in particolari condizioni di volo un piazzale in cemento risponde con valore "1"0", ci si può attendere che contestualmente tutti i piazzali in cemento rispondano "1"0"). Ovvero poichè il medesimo materiale risponde in modo diverso a seconda delle condizioni di ripresa su tale valore è possibile lavorare solo in termini qualitativi (es. il cemento risponde più dell'asfalto e dunque ci si aspetta per questo una riflettività inferiore).

La copertura si compone di 1753 blocchi di 2 km di lato (senza sovrapposizione).

Date riprese : Le riprese sono iniziate all'atto della consegna (ottobre 2006) con il rilievo delle zone a quota più elevata. Come indicato dal capitolato, nel periodo di minor copertura vegetazionale (novembre-marzo) sono state rilevate le aree sotto i 2000 metri tra cui la valle dell'Adige (Toposys). Inoltre, nei mesi di novembre 2006, dicembre 2006 e marzo 2007 le condizioni meteorologiche particolarmente favorevoli hanno permesso la ripresa di alcune zone a quota superiore prive di neve. C.G.R./Toposys hanno consegnato circa il 50% del lavoro nelle date A) 30 aprile 2007 e B) 25 luglio 2007 (dati grezzi con quota ellissoidica).

A seguire fino ad ottobre 2007 (periodo di minor presenza di neve in alta quota) è stato completato il rilievo di tutte le aree in quota mentre nel periodo novembre-dicembre 2007 sono state ultimate le riprese delle aree di bassa quota. Di conseguenza il rimanente 50% del lavoro è stato consegnato in data C) 14 novembre 2007 e D) 28 febbraio 2008.

La tabella seguente riporta le date delle riprese.

<i>mese</i>	<i>giorni</i>	<i>tipo area</i>
Ott-06	9..13,16,30,31	Tipo 2
Nov-06	1, 3..10,13..15,23,26,29,30	Tipo 2
Nov-06	30	Tipo 1
Dic-06	1,13,15	Tipo 2
Dic-06	5,11,12,14..16	Tipo 1
Gen07	4,5,6	Tipo 1
Gen07	Toposys	Tipo 1
Feb-07	16,19,20,21,27,28	Tipo 1
Feb-07	Toposys	Tipo 1
Mar-07	9,14,16	Tipo 2
Mar-07	16..18,22	Tipo 1
Apr-07	7,20..23	Tipo 1

Mag-07	16	Tipo 1
Lug-07	5,6,13	Tipo 1
Lug-07	14..18	Tipo 2
Lug-07	18,20,22,25,27,31	Tipo 1
Ago-07	2	Tipo 1
Ago-07	24..26	Tipo 2
Nov-07	16..19,29,30	Tipo 1
Dic-07	1,6,7,10	Tipo 1

Dati tecnici principali del rilievo laser-altimetrico del Trentino.

Data di acquisizione: ottobre-dicembre 2006, 2007, gennaio-febbraio 2008.

Modello di aereo: PARTENAVIA P68 CASA 212C

Modello di Laser scanner:

- ALTM 3100C OPETECH Canadese

- TOPOSYS II (detto anche FalconII) prodotto da OPETECH TOPOSYS GmbH nazionalità Canadese Tedesca

Impiego dei sensori:

- OPTECH ALTM 3100 in tutto il territorio tranne l'alta parte dell'Adige

- TOPOSYS à solo aree di tipo 1 relative alla zona dell'alta parte del Fiume Adige

Lunghezza d'onda(nm): 0.4-0.8 nm; 1.56 nm

Frequenza d'impulso massima (KHz): 100.000 Hz; 85.000 Hz

Altezza media di volo: 1000-1800 m ; 1500 m

Velocità media di volo: 250 Km/h ; 350 Km/h

Direzioni di volo: schema incrociato

Angolo massimo di scannerizzazione: 25° ; 7°

Densità media dei punti:

- AREE di TIPO 1= almeno 8 punti per cella da 2,5 x 2,5 m 2 (dist. media punti 0,90 mt)
- AREE di TIPO 2 e 3= almeno 12 punti per cella da 5 x 5 m 2 (dist. media punti 1,50 mt)

Ritorni registrati: 2 (il primo e l'ultimo)

Percentuale media di impulsi che hanno penetrato la copertura forestale: se la foresta è latifoglie : 90%

Società responsabile della post elaborazione dei dati: COMPAGNIA GENERALE RIPRESE AEREE

Elenco delle operazioni svolte nella post elaborazione dei dati: conversioni in distanze verticali, calibrazioni spaziali, rimozione outliers, classificazione, correzione con metodo BIAS (Best Incidence Angle to Surface)

Precisione planimetrica:

- 1/2000 della quota di volo relativa $1\sigma \equiv \pm 1 \text{ mt} \div 2 \sigma$

- $1/3000$ della quota di volo relativa $2\sigma \equiv \pm 1 \text{ mt} \div 2 \sigma$

In sintesi \div una precisione da cartografia alla scala 1:5000

Precisione altimetrica:

- zone di tipo 1 = 15 cm 1σ quindi 30 cm 2σ
- zone di tipo 2 e 3 = 30 cm 1σ quindi 60 cm 2σ

In sintesi l'accuratezza altimetrica è tipica della scala 1:500 nelle zone di tipo 1 e della scala 1:1000 nelle zone di tipo 2 e 3

Allegato 5: Programmi utilizzati

Programma per il ricampionamento "Jackknife"

```
% Inizializzo la matrice in cui scrivo i risultati
R=zeros(85,2);
for i=1:86
    x=A;
    y=SumA;
    % tolgo una coppia di valori dal campione
    x(i,:)=[];
    y(i,:)=[];
    %calcolo i parametri della regressione lineare
    a=polyfit(x,y,1);
    %stampo il risultato in R: prima colonna m, seconda colonna q
    for j=1:2
        R(i,j)=a(j);
    end
end
end
```

Programma per il calcolo della probabilità $P(A \geq a)$

```
function [ cc ] = maggiore_uguale( x )
%MAGG_UGUALE Summary of this function goes here
% Detailed explanation goes here
%Tolgo i terrori Nan dalla matrice
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,2)
        if x(i,j)<0;
            x(i,j)=NaN;
        end
    end
end
end
x=x(:);
x=x(~isnan(x));
x=x(:);
%adimensionalizzo il vettore
%x=x/max(x);
% creo il vettore delle frequenze
f=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    f(i)=1/size(x,1);
end
%ordino le componenti del vettore delle aree
x=sort(x,'ascend');
%creo il vettore della frequenza cumulata P(A>=a)
c=ones(size(x,1),1);
cc=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,1)
        if x(i)>x(j)
            c(j)=0;
        elseif x(i)<=x(j)
            c(j)=f(i);
        end
    end
end
```

```

        end
        cc(i)=sum(c);
    end
    scatter(x,cc,'marker','. ');
    % calcolo la P(A>a)*a^beta
    %for i=1:size(x,1)
    %    fc(i)=cc(i)*(x(i)^0.45);
    %end
    %plotto il grafico
    %scatter(x,fc,'Marker','. ');
    ylabel('P(A>=a) ');
    xlabel('A (m^2) ');
    title('P(A>=a) ');
end

```

Programma per l'interpolazione della parte rettilinea del diagramma logaritmico P(A>=a)

```

function [ a ] = maggiore_uguale2( x )
%MAGG_UGUALE Summary of this function goes here
% Detailed explanation goes here
%questo programma vuole interpolare la parte rettilinea del diagramma
e
%calcolare coefficiente angolare e intercetta della retta
%Tolgo i terrori Nan dalla matrice
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,2)
        if x(i,j)<0;
            x(i,j)=NaN;
        end
    end
end
x=x(:);
x=x(~isnan(x));
%adimensionalizzo il vettore
%x=x/max(x);
% creo il vettore delle frequenze
f=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    f(i)=1/size(x,1);
end
%ordino le componenti del vettore delle aree
x=sort(x,'ascend');
%creo il vettore della frequenza cumulata P(A>=a)
c=ones(size(x,1),1);
cc=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,1)
        if x(i)>x(j)
            c(j)=0;
        elseif x(i)<=x(j)
            c(j)=f(i);
        end
    end
end
cc(i)=sum(c);

```

```

end
cc=log10(cc);
x=log10(x);
%tolgo la parte on rettilinea del vettore sull'asse x
for i=1:size(x,1);
    if x(i)>4.1;
        x(i)=NaN;
    end
end
x=x(~isnan(x));
%tolgo la parte on rettilinea del vettore sull'asse y
cc=cc(1:size(x,1));
scatter(x,cc,'marker','.');
%interpolo la retta
a=polyfit(x,cc,1);
end

```

Programma per l'interpolazione della parte rettilinea del diagramma logaritmico P(D>d)

```

function [ a ] = freqcuma( a )
for i=1:size(a,1)
    for j=1:size(a,2)
        if a(i,j)<0;
            a(i,j)=NaN;
        end
    end
end
%la rendo un vettore colonna
a=a(:);
%tolgo i dati NaN
a=a(~isnan(a));
% calcolo la frequenza cumulata D<d
[f,x] = ecdf(a);
% calcolo la complementare della frequenza cumulata
s=ones(size(f,2))-f;
%plotto il grafico
scatter(x,s,'Marker','.');
ylabel('frequenza cumulata: D > d');
xlabel('distance up(m)');
title('confronto distribuzione delle "distance up" ');
%tolgo la parte on rettilinea del vettore sull'asse x
for i=1:size(x,1);
    if x(i)>10^2.8;
        x(i)=NaN;
    elseif x(i)<100;
        x(i)=NaN;
    end
end
x=x(~isnan(x));
s=s(1:size(x,1));
a=polyfit(log10(x),log10(s),1);
X=100:100:100000;
hold on
Y1=(X.^(a(1))).*(10^(a(2)).*ones(size(X,1),1));
plot(X,Y1);

```

Programma per la rappresentazione della funzione scala

```
function [ fc ] = funz_scala_magg_uguale( x )
%MAGG_UGUALE Summary of this function goes here
% Detailed explanation goes here
%Tolgo i terrori Nan dalla matrice
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,2)
        if x(i,j)<0;
            x(i,j)=NaN;
        end
    end
end
end
x=x(:);
x=x(~isnan(x));
%adimensionalizzo il vettore
%x=x/max(x);
% creo il vettore delle frequenze
f=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    f(i)=1/size(x,1);
end
%ordino le componenti del vettore delle aree
x=sort(x,'ascend');
%creo il vettore della frequenza cumulata P(A>=a)
c=ones(size(x,1),1);
cc=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,1)
        if x(i)>x(j)
            c(j)=0;
        elseif x(i)<=x(j)
            c(j)=f(i);
        end
    end
    end
    cc(i)=sum(c);
end
% calcolo la P(A>a)*a^beta
fc=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    fc(i)=cc(i)*(x(i)^0.5665);
end
x=x/max(x);
%plotto il grafico
scatter(x,fc,'Marker','.');
ylabel('P(A>=a)*a^beta');
xlabel('area di drenaggio adimensionalizzata a/amax');
end
```

Programma per la rappresentazione della funzione scala delle distance up

```
function [ fc ] = freqcuma( a )
for i=1:size(a,1)
```

```

        for j=1:size(a,2)
            if a(i,j)<0;
                a(i,j)=NaN;
            end
        end
    end
end
%la rendo un vettore colonna
a=a(:);
%tolgo i dati NaN
a=a(~isnan(a));
v=ones(size(a,1),1);
a=a+20*v;
%calcolo l'area in m^2
% calcolo la frequenza cumulata A<a
[f,x] = ecdf(a);
% calcolo la complementare della frequenza cumulata
s=ones(size(f,2))-f;
fc=ones(size(x,1),1);
for i=1:size(x,1)
    fc(i)=s(i)*(x(i)^1.2);
end
%aree dei bacini che cambio al variare del bacino che considero
a=1810400;
#a=6305600;
#a=57383600;
#a=170688800;
x=x/(a^0.46);
%plotto il grafico
scatter(x,fc,'Marker','.');
ylabel('P(L>l)*d^z');
xlabel('l/ A^h ');
title('frequenza cumulata (L>=l)*l^z');
end

```

Programma per la rappresentazione della funzione ampiezza

```

function [ f ] = width( A )
%WIDTH calcola il #pixel a distanza x dalla sezione di
chiusura/#totale di
%pixel
% tolgo i valori "no data"
for i=1:size(A,1)
    for j=1:size(A,2)
        if A(i,j)<0;
            A(i,j)=NaN;
        end
    end
end
end
x=A(:);
x=x(~isnan(x));
% vettorizzo la matrice
x=x(:);
%adimensionalizzo il vettore aree
x=x/max(x);
%creo il vettore degli intervalli i cui calcolare la frequenza

```

```

b=0:0.001:1;
%calcolo la frequenza #pixel a distanza x dalla sezione di
chiusura/#totale di
%pixel
n=histc(x,b);
f=n/size(x,1);
%rappresento la width function
plot(b,f);
ylabel('#pixel a distanza x/#totale pixel');
xlabel('distanza x dalla sezione di chiusura adimensionalizzata');
title(' W(x)dem 10m');
end

```

Programma per la rappresentazione della distribuzione dei tempi di residenza

```

function [ t3 ] = TT3(x,y)
%TT3 Summary of this function goes here
% Detailed explanation goes here
%tolgo i valori no data dalle matrici
for i=1:size(x,1)
    for j=1:size(x,2)
        if x(i,j)<0;
            x(i,j)=NaN;
        end
    end
end
x=x(:);
x=x(~isnan(x));
for i=1:size(y,1)
    for j=1:size(y,2)
        if y(i,j)<0;
            y(i,j)=NaN;
        end
    end
end
y=y(:);
y=y(~isnan(y));
%tempo di viaggio nel tratto canalizzato
tc=x/2;
%tempo di viaggio nel tratto versante
th=y/(0.04);
%tempo di viaggio totale
t3=tc+th;
%calcolo la frequenza
[ord,asc]=hist(t3,5000);
ord=ord/1609803;
%grafico la distribuzione
plot(asc,ord)
xlabel('travel time(s)');
ylabel('#pixel il cui flusso arriva al tempo t/#totale di pixel');
title('distribuzione travel time t3 rete...');
end

```

Programma per la rappresentazione dei massimi, della deviazione standard, del valor medio e del momento di terzo ordine al variare di r

```
function [s] = massimo (x,y,v)
%MASSIMO Summary of this function goes here
% Detailed explanation goes here
%m=zeros(100,1);
%thmax=zeros(100,1);
%ymax=zeros(100,1);
s=zeros(100,1);
%x=x(:);
%y=y(:);
uc=2;
for i=1:100
    th=v(i)*x;
    t=th+y;
    t=t/uc;
    s(i)=max(t);
    %s(i) = skewness(t);
    %s(i)=std(t);
    %s(i)=mean(t);
end
scatter(v,s);
title('valore massimo del tempo di residenza al variare di r');
xlabel('r=uc/uh');
ylabel('massimo del tempo di residenza(s)');
%hold on
%scatter(v,thmax);
%scatter(v,ymax);
```

Allegato 6: Coordinate delle teste georeferenziate

Le coordinate elencate si riferiscono al sistema di riferimento: UTM 32N WGS84

nome attribuito alla località	coord_x	coord_y	Errore indicato dal gps (m)
secondo canale dalla Dasè	643,557	5,134,674	10
Val Montes	643,212	5,134,594	5
Primo canale dalla dasè	643,848	5,134,466	11
ultima acqua secondo canalone dalla Dasè	643,441	5,134,859	10
canale sopra Presson da Plaza dei cogni	642,514	5,134,096	7
val Sesgon	643,658	5,136,624	5
acqua Englaciada	643,865	5,136,038	10
Val foia sorgente	644,974	5,134,654	5
Val Brenzi	645,295	5,134,713	10
immissario Silech	640,166	5,135,251	7
Silech 3	640,383	5,135,131	5
Silech 1	640,444	5,134,869	11
Silech 2	640,430	5,134,946	7
Val benditti ramo sx	644,368	5,134,365	8
Val benditti ramo dx	644,387	5,134,439	9
Mangiasa	646,059	5,134,681	10
acqua ferruginosa	644,665	5,134,010	7
affluente lato sx lago alto	638,684	5,125,292	15
affluente dx lago alto	638,709	5,125,141	19
Rio Rotiano	642,355	5,127,858	5
Rio valletta	642,279	5,127,588	12
Rio valletta fonte	642,228	5,127,591	11
sentiero orso bruno 2 fonte	641,854	5,127,253	9
sentiero orso bruno 1 fonte	641,976	5,127,303	11
sentiero orso bruno 3 fonte	641,695	5,127,132	15
sentiero orso bruno 4 fonte	641,488	5,126,743	12
sentiero orso bruno 5 fonte	641,208	5,126,168	12
fonte con pozza sentiero alto	639,449	5,125,509	7
almazzago 1	642,635	5,129,517	10
almazzago 2	642,489	5,129,382	12
almazzago sorgente	642,560	5,129,468	10
torrente almazzago	642,236	5,128,962	9
altra fonte almazzago	642,184	5,129,263	12
almazzago ultimo punto prima di Marileva	641,933	5,129,254	11
fonte sopra la malga Vagliana con foto	644,892	5,122,039	9
fonte da cui prendevano l'acqua malga Vagliana	644,803	5,121,925	15
sorgente acque fredde	647,833	5,129,965	7

sorgente Val dei cavai	647,707	5,129,447	7
sorgente sopra Val dei cavai	647,827	5,129,338	10
sorgente sotto il lago delle Salare	648,454	5,130,239	19
fonte malga Clesera	648,854	5,130,973	12
sorgente verso passo saent 1	633,063	5,147,712	7
sorgente verso passo saent 2	633,032	5,147,694	9
sorgente verso passo saent 3	633,060	5,147,705	10
sorgente passo saent 4	633,100	5,147,718	11
sorgente passo saent 5	633,010	5,147,672	9
sorgente dal nevaio	633,114	5,147,536	11
altra sorgente verso passo saent 6	633,133	5,147,513	13
sorgente dalla frana	633,834	5,146,698	9
sorgente affluente ruscelletto frana	633,831	5,146,564	9
sorgente dorigoni	635,203	5,146,858	12
sorgente dorigoni 2	635,188	5,146,868	7
Pra Saent 2	635,781	5,144,984	23
Pra Saent 1	635,759	5,144,880	25
sorgenti dorigoni 3	635,158	5,146,891	11
prati sotto il Dorigoni 1	635,320	5,146,779	9
prati sotto il Dorigoni 3	635,529	5,146,850	9
cascata alla sinistra orografica	636,246	5,145,933	7
affluente cascata	636,308	5,145,933	5
affluente cascata 2	636,345	5,145,916	5
prati sotto il dorigoni 2	635,386	5,146,817	11
fonte grossa verso il lago	621,224	5,133,822	5
verso il lago altro versante	620,845	5,134,250	9
altro versante 2	620,897	5,134,278	9
altro versante 3	620,831	5,134,221	11
sorgente sotto il ghiacciaio	621,589	5,135,458	5
sorgente verso il lago 1	621,331	5,133,726	9
sorgente sotto il ghiacciaio 2	621,727	5,135,466	7
sorgente sotto il ghiacciaio 3	621,609	5,135,468	12
affluente lago stel	621,701	5,134,162	11
affluente lago sopra il lago Stel	621,931	5,134,408	21
sorgente sotto il lago alto	621,711	5,133,906	9
sorgente sopra malga Paludei	622,087	5,133,444	7
sorgente sopra malga Paludei 2	622,197	5,133,328	5
sorgente sopra malga Paludei 3	622,218	5,133,323	4
sorgente sentiero 141	623,457	5,132,868	19
Rio Cortina 1	630,507	5,129,950	11
Rio Cortina 2	630,320	5,129,965	12
Rio cortina 2 fonte	630,314	5,129,967	11
prima fonte prima del rio cortina	631,020	5,129,382	10

ruscelletto prima del rio cortina	630,882	5,129,444	12
rivoletto Rio Cortina	630,066	5,130,026	11
sorgenti sopra malga Boai	629,857	5,130,077	9
malga boai frana	629,847	5,130,084	7
affluente rio Faviano sorgente	629,647	5,130,061	7
rio Faviano canalone	629,220	5,130,300	9

Allegato 7: Alcune foto delle teste georeferenziate



Punto 0: località Malè



Punto 3: località Malè



Punto 1: Val Montes; località Malè



Punto 4: località Malè (l'acqua sgorga da sotto la roccia)



Punto 5: Val Sesgon



Punto 7: Val Foia, località Malè



Punto 6: "Acqua Englaciada", località Malè



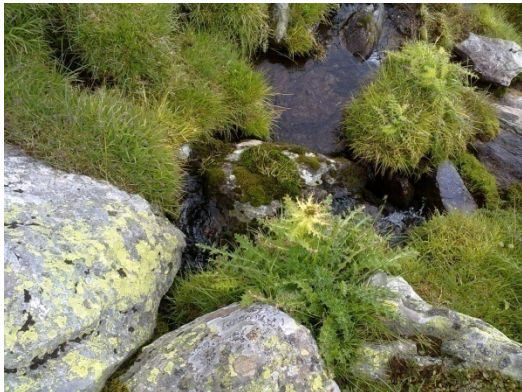
Punto 9: località Silech



Punto 10: località Silech



Punto 11: località Silech



Punto 12: località Silech



Punto 14: Val Benditti ramo destro (presa d'acqua in corrispondenza della fonte)
località Malè



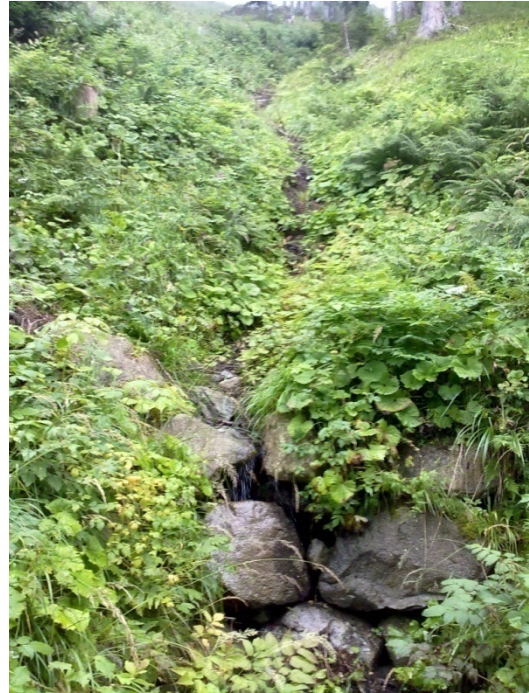
Punto 17: Affluente sx lago alto (l'acqua che scendeva dalla parete si incanalava sotto la frana formando un piccolo torrente) località Marileva



Punto 19: Rio Valletta località Marileva



Punto 20: Rio Rotiano (la fonte era in corrispondenza dello smottamento)
località Marileva



Punto 28: località Marileva



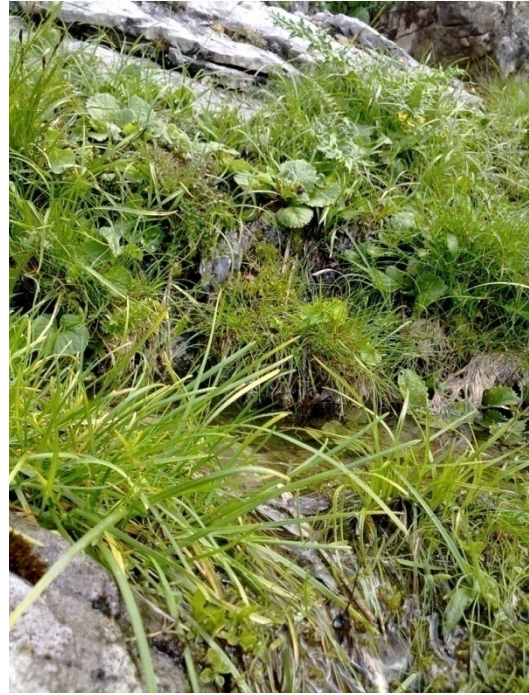
Punto 27: località Marileva



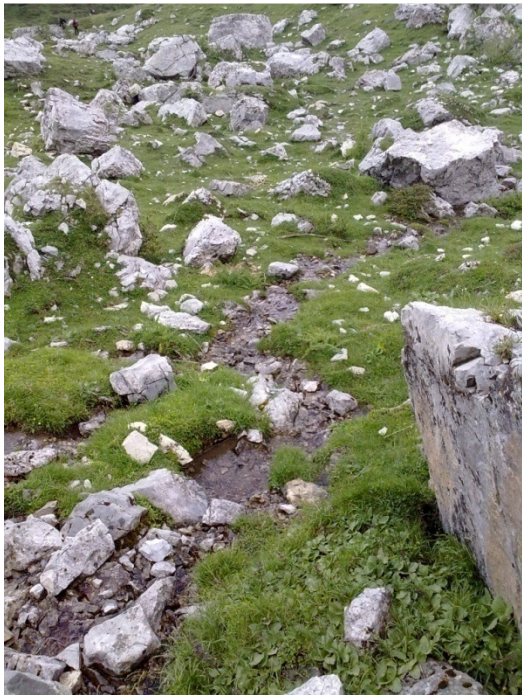
Punto 29: località Marileva (la sorgente era tra l'erba del canale)



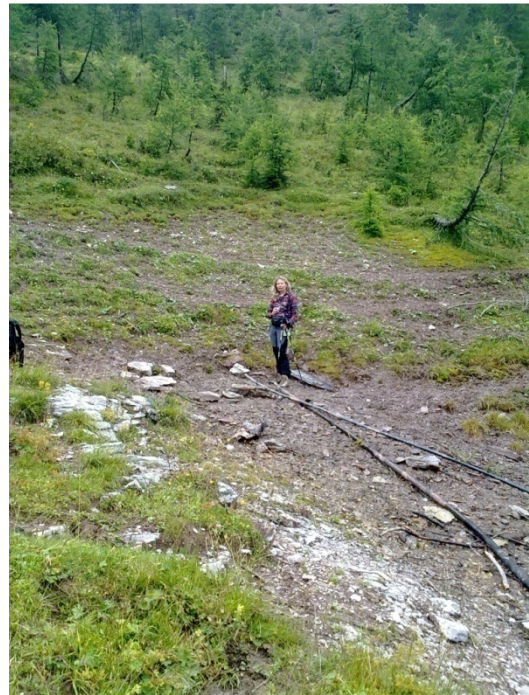
Punto 30: località Marileva



Punto 35: località dolomiti di Brenta



Punto 34: località dolomiti di Brenta
(fonte sopra malga Vagliana)



Punto 36: località Peller "sorgente acque fredde"
(i tubi neri derivano l'acqua della sorgente)



Punto 37: località Peller (l'acqua si raccoglie in questo tratto meno pendente e poi confluisce in un ripido torrente che scende per la valle)



Punto 41: località Cascate del Saent



Punto 38: località Cascate del Saent



Punto 42: località Cascate del Saent



Punto 46: località Cascate del Saent



Punto 45: località Cascate del Saent



Punto 48: località Cascate del Saent



Punto 49: località Cascate del Saent



Punto 50: località Cascate del Saent



Punto 52: località Cascate del Saent



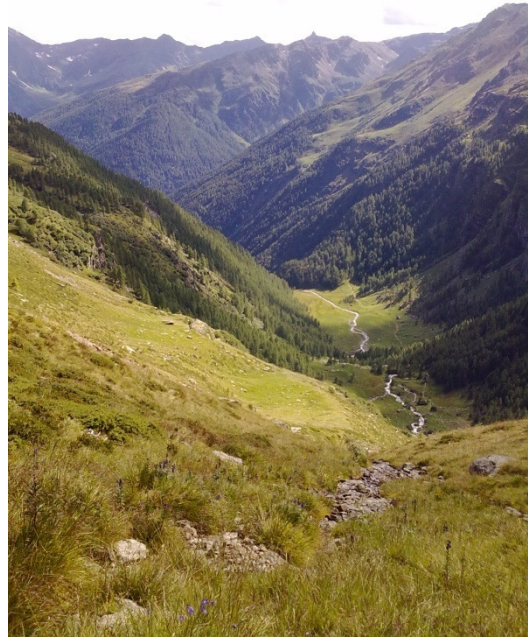
Punto 51: località Cascate del Saent



Punto 54: località Cascate del Saent



Punto 55: località Cascate del Saent



Punto 58: località Cascate del Saent



Punto 57: località Corno dei tre Signori



Punto 61: località Corno dei tre Signori



Punto 62: località Corno dei tre Signori



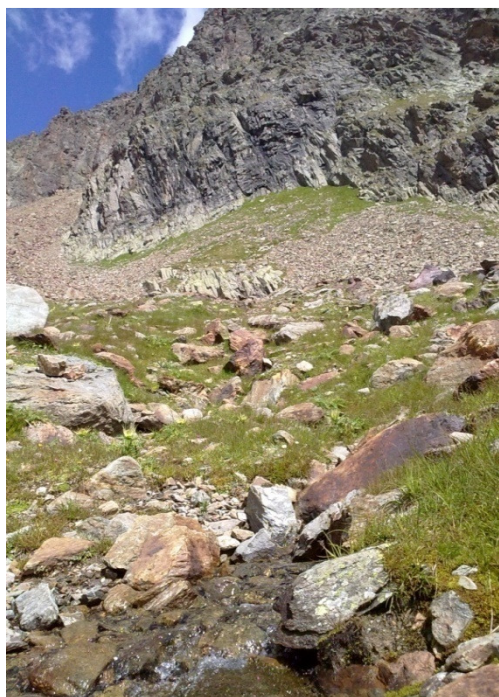
Punto 64: località Corno dei tre Signori



Punto 63: località Corno dei tre Signori



Punto 65: località Corno dei tre Signori
(non è visibile la sorgente ma si vede il punto sotto le macchie di neve dove si è arrivati a georeferenziare il punto; seguono immagini di questa testa)



Punto 65: località Vermiglio



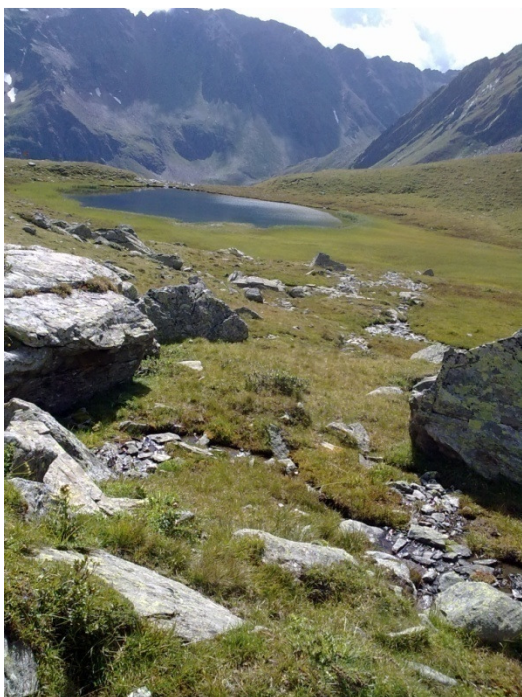
Punto 67: località Corno dei tre Signori



Punto 66: località Corno dei tre Signori



Punto 68: località Corno dei tre Signori



Punto 69: località Vermiglio



Punto 76: località Vermiglio



Punto 72: località Vermiglio



Punto 78: località Vermiglio



Punto 79: località Vermiglio



Punto 81: località Vermiglio



Punto 83: località Vermiglio



Punto 82: località Vermiglio



Punto 84: località Vermiglio (la foto non ritrae la testa ma il torrente sotto essa)

Bibliografia

- [1] **Banavar J.R., Maritan A. and Rinaldo A.** Size and form in efficient transportation networks [Journal] // Nature. - 1999. - Vol. 399. - pp. 130-132.
- [2] **Bernardi G. and Delpero R.** Il Noce [Book]. - Cogolo di Pejo : Foto Studio Bernardi, 1993.
- [3] **Botter G. and Rinaldo A.** Scale effect on geomorphologic and kinematic dispersion [Journal] // Water Resources Research. - 2003. - Vol. 39 (10). - p. 1286.
- [4] **Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I and Tarboton D.G.** On the extraction of channel networks from digital elevation data [Book Section] // Hydrological processes. - 1991.
- [5] **Calver A.** Modelling drainage headwater development [Journal] // Earth Surface Processes. - 1978. - Vol. 3. - pp. 233-241.
- [6] **Dietrich W.E. and Dunne T.** The channel head, in Channel Network Hydrology [Book] / ed. Kirkby K. Beven and M.J.. - New York : John Wiley, 1993. - pp. 176-219.
- [7] **Dietrich William E. and Dunne T** Channel Network Hydrology [Book]. - 1993.
- [8] **D'odorico P. and Rigon R.** Hillslope and channel contributions to the hydrologic response [Journal] // Water Resources Research. - 2003. - Vol. 39(5).
- [9] **Emmet W.** Overland flow [Book] / ed. Kirkby M.J.. - New York : J. Wiley, 1978. - pp. 227-293.
- [10] **Gilbert G.K.** The convexity of hill tops [Article] // Journal of geology. - 1909. - Vol. 17. - pp. 344-350.
- [11] **Gupta V.J., Waymire E. and Wang C.T.** A representation of an IUH from geomorphology [Journal] // Water Resources Research. - 1980. - Vol. 16. - pp. 885-892.
- [12] **Helmlinger K. R., Kumar P. and Foufoula-Georgiou E.** On the Use of Digital Elevation Model Data for Hortonian and Fractal Analyses of Channel Networks [Journal] // Water Resources Research. - 1993. - Vol. 29. - pp. 2599-2613.
- [13] **Horton R.E.** Drainage basin characteristics [Journal]. - [s.l.] : A.M. Geophys. Union, 1932. - Vol. 13. - pp. 348-352.
- [14] **Horton R.E.** Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. [Journal] // Geol. Soc. Am.Bull.. - 1945. - pp. 275-370.
- [15] **Kirkby M.J.** Test of random network model and its application to basin hydrology [Journal] // Earth Surface Processes. - 1976. - Vol. 1. - pp. 197-212.

- [16] **Kirkby M.J.** The stream head as a significant geomorphic threshold [Book Section] // Thresholds in geomorphology / book auth. A.D. Coates D.R. and Vitek. - London : Allen and Un win, 1980.
- [17] **La Barbera P. and Rosso R.** On the Fractal dimension of stream networks [Journal] // Water Resources Research. - 1989. - Vol. 25 (4). - pp. 735-741.
- [18] **Lashermes B. and Foufoula-Georgiou E.** Area and width functions of river networks: New results on multifractal properties [Journal] // WATER RESOURCES RESEARCH. - 2007. - Vol. 43. - p. W09405. - doi:10.1029/2006WR005329..
- [19] **Maritan A., Rinaldo A. and Rigon R.** Scaling laws for river networks [Journal] // Physical Review E. - 1996. - Vol. 53(2). - p. 1510.
- [20] **Montgomery D. R. and Dietrich William E.** Source Areas, Drainage Density, and Channel Initiation [Journal] // Water Resources Research. - 1989. - 8 : Vol. 25. - pp. 1907-1918.
- [21] **Montgomery D. R. and Foufoula-Georgiou E.** Channel Network Source Representation using Digital Elevation Models [Journal] // Water Resources Research. - 1993. - Vol. 29. - pp. 3925-3934.
- [22] **Montgomery D.R. and Dietrich W.** Where do channels begin? [Journal] // Nature. - 1988. - Vol. 336. - pp. 232-234.
- [23] **Montgomery David R. and Dietrich William E.** Landscape Dissection and Drainage Area-Slope Thresholds [Book Section] // Processes Models and theoretical geomorphology / ed. M.J.Kirby. - New York : John Wiley and Sons Ltd, 1994.
- [24] **Montgomery R. D. and Dietrich William E.** Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale [Journal] // Science. - 1992. - Vol. 255. - pp. 826-830.
- [25] **Peuker T. K. and Douglas D.H.** Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data [Journal] // Comput. Graphics Image Process. - 1975. - Vol. 4. - pp. 375-387.
- [26] **Rigon R. [et al.]** On Hack's law [Journal] // Water Resources Research. - 1996. - Vol. 32(11). - pp. 3367-3374.
- [27] **Rigon R. [et al.]** The HORTON machine:a system for DEM analysis [Book]. - Trento : [s.n.], 2006.
- [28] **Rigon R.** Influenza della morfologia di un bacino montano sui caratteri della risposta idrologica [Conference] // 23° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. - Firenze : [s.n.], 1992.
- [29] **Rinaldo A. [et al.]** Can one gauge the shape of the basin? [Journal] // Water Resouces Research. - 1995. - Vol. 31. - pp. 1119-1127.
- [30] **Rinaldo A. [et al.]** Self organized fractal river networks [Journal] // Physical Review Letters. - 1993. - Vol. 70 (6). - pp. 822-825.

- [31] **Rinaldo A. and Rodriguez-Iturbe I.** Geomorphological theory of the hydrological response [Journal] // Hydrological Processes. - 1996. - Vol. 10 (6). - pp. 803-829.
- [32] **Rinaldo A. and Rodriguez-Iturbe I.** Geomorphological Theory of the Hydrological response [Journal] // Hydrological Processes. - 1996. - Vol. 10. - pp. 803-829.
- [33] **Rinaldo Andrea, Rigon Riccardo and Marani Alessandro** Geomorphological Dispersion [Journal] // Water Resources Research. - 1991. - Vol. 27. - pp. 513-525.
- [34] **Rodriguez-Iturbe I. [et al.]** Energy dissipation, runoff production and the three dimensional structure of channel networks [Journal] // Water Resources Research. - 1992. - Vol. 28(4). - pp. 1095-1103.
- [35] **Rodriguez-Iturbe I. [et al.]** Power Law Distributions of Discharge Mass and Energy in River Basins [Journal] // WATER RESOURCES RESEARCH. - 1992. - 4 : Vol. 28. - pp. 1089-1093.
- [36] **Rodriguez-Iturbe I. and Rinaldo A.** Fractal River Basins Chance and Self Organization [Book]. - [s.l.] : Cambridge University Press, 1997.
- [37] **Rodriguez-Iturbe I. and Valdes J.B.** The geomorphologic structure of the hydrologic response [Journal] // Water Resources Research. - 1979. - Vol. 15 (7). - pp. 1409-1420.
- [38] **Rodriguez-Iturbe Ignacio [et al.]** Power law distribution of energy and mass in river basins [Journal] // Water Resources research. - 1992. - pp. 1089-1093.
- [39] **Saco P. M. and Kumar P.** Kinematic dispersion in stream networks, 1.Coupling hydraulic and network geometry [Journal] // Water Resources Research. - 2002. - 11 : Vol. 38. - doi:1029/2001 WR000695.
- [40] **Saco P.M. and Kumar P.** Kinematic dispersion effects of hillslope velocities [Article] // Water Resources Research. - 2004. - Vol. 40.
- [41] **Shreve R.L.** Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks [Journal] // J. Geol.. - 1969. - Vol. 77. - pp. 397-414.
- [42] **Smith T.R. and Bretherton F.P.** Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution [Journal] // Water Resources Research. - 1972. - pp. 1506-1529.
- [43] **Smith T.R. and Bretherton F.P.** Stability and the conservation of mass in drainagebasin evolution [Journal] // Water Resource Research. - 1972. - Vol. 8. - pp. 1506-1529.
- [44] **Tarboton D. G.** A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models [Journal] // Water Resources Research. - 1997. - Vol. 33(2). - pp. 309-319.
- [45] **Tarboton D. G.** Taudem versione 5.1 [Online]. - Utah State University, Hydrology Research group, David Tarboton, 2013. - <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/documentation.html>.

- [46] **Tarboton D.G. and Ames D.P.** Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data [Conference] // World Water and Environmental Resources Congress. - Orlando : ASCE, 2001. - pp. 20-24.
- [47] **Tarboton D.G., Bras R.L. and Rodriguez-Iturbe I.** A physical basis for drainage density [Journal] // Geomorphology. - 1992. - Vol. 5. - pp. 59-76.
- [48] **Tarboton D.G., Bras R.L. and Rodriguez-Iturbe I.** Comment on the fractal dimension of stream networks [Journal] // Water Resources Research. - [s.l.] : by La Barbera and Rosso, 1990. - Vol. 26(9). - pp. 2243-2244.
- [49] **Tarboton D.G., Bras R.L. and Rodriguez-Iturbe I.** The fractal nature of river networks [Journal] // Water Resources Research. - 1988. - Vol. 24(8). - pp. 1317-1322.
- [50] **Tucker G.E. [et al.]** Statistical analysis of drainage density from digital terrain data [Journal] // Geomorphology. - 2000. - Vol. 36. - pp. 187-202.