

F. GIUSTI (\*), R. SPANDRE (\*), S. VITTORINI (\*\*)

## BILANCIO IDRICO CLIMATICO DEL BACINO DEL TORRENTE PAVONE E VALUTAZIONE DELLA RICARICA DEGLI ACQUIFERI

**Riassunto** - Il Torrente Pavone è un affluente di sinistra del Fiume Cecina. Per valutare la disponibilità idrica del bacino, non disponendo di un idrometro di riferimento all'interno di esso, si è calcolato il deflusso globale potenziale per mezzo del bilancio idrico climatico di Thornthwaite. Il volume d'acqua infiltrato è stato ricavato dal coefficiente di infiltrazione potenziale relativo alla parte superiore del bacino del F. Cecina sotteso dall'idrometro di Ponte di Monterufoli.

**Parole chiave** - Bilancio idrologico, Thornthwaite, disponibilità idrica.

**Abstract** - *Climatic water balance of T. Pavone basin and aquifers water recharge.* The Torrente Pavone is a left side tributary of the Cecina River (central Tuscany). To calculate the water availability of the basin, the global run-off has been evaluated applying the climatic water balance of Thornthwaite. The percentage of water, which infiltrates and percolates towards the aquifers, has been deduced by the infiltration coefficient of the Cecina river watershed, calculated on the bases of the water gauge data at the outlet of Ponte di Monterufoli.

**Key words** - *Hydrologic balance, Thornthwaite, water supply.*

### INTRODUZIONE

Scopo di questo lavoro è il calcolo dell'infiltrazione efficace potenziale all'interno del bacino idrografico del Torrente Pavone, affluente di sinistra dell'alto corso del Fiume Cecina (Fig. 1). Poiché non esistono misure di portata del Torrente Pavone, si è ricorsi ad una loro valutazione indiretta, partendo dal bilancio idrico climatico di Thornthwaite che, com'è noto, oltre che ai valori mensili della temperatura e delle precipitazioni, richiede la conoscenza dei caratteri tessiturali del terreno e della copertura vegetale. È stato utilizzato tale metodo, poiché, nelle sue applicazioni su bacini idrografici della Toscana e di altre regioni, i valori dell'eccedenza calcolati sono compatibili con quelli misurati (Vittorini, 1972; Rapetti e Vittorini, 1993).

### INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area in studio è situata nella Toscana Meridionale ed è compresa tra le province di Pisa, Siena e Gros-

seto e si estende fino al limite nord delle Colline Metallifere (Fig. 1). Il Torrente Pavone nasce dal Poggio di Montieri, a sud delle Cornate di Gerfalco e, dopo un percorso di circa 30 km, confluisce nel Fiume Cecina. Il suo corso si sviluppa inizialmente in direzione appenninica volgendosi da SE a NW, per poi dirigersi bruscamente verso nord. Il bacino idrografico ha una superficie di 89,2 km<sup>2</sup> e l'altitudine media di 538 m (Tab. 1); il punto più alto corrisponde alle Cornate (1060 m) e il più basso alla confluenza col Cecina (140 m).

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Dal punto di vista geologico l'area risulta abbastanza complessa, sia per quanto riguarda i rapporti stratigrafici che quelli tettonici. Le formazioni affioranti (Lazarrotto e Mazzanti, 1976; Lazarrotto, 1967; Mazzanti 1966) possono essere raggruppate in quattro unità tettoniche. Dall'alto verso il basso: Complesso Neogenico, Unità Ligure s.l., Unità della Falda Toscana e Unità di Monticiano Roccastrada.

Il Complesso Neogenico è costituito da un ciclo miocenico comprendente depositi lacustri e marino-lagunari e da due cicli pliocenici; i sedimenti del primo ciclo non affiorano, mentre quelli del secondo, rappresentati da calcari detritici e sabbie, argille marine e conglomerati, sono presenti in una fascia che attraversa trasversalmente la parte inferiore del bacino.

L'Unità Ligure s.l. è composta da tre complessi: Argille e Calcari, Flysch calcareo-marnoso e Complesso Ofiolitifero con Formazione di Lanciaia. I complessi delle Argille e Calcari e del Flysch calcareo-marnoso affiorano abbondantemente nella parte centrale del bacino e sono rappresentati da depositi di tipo torbiditico. Il primo è costituito da argilloscisti intercalati a blocchi calcarenitici ed arenarie calcarifere a grana fine, il secondo da calcari detritici o arenarie calcarifere, da calcari marnosi e marne, e da argilliti o calcari a grana finissima. Il Complesso Ofiolitifero affiora nella parte nord del bacino con i termini della triade ofiolitica, serpentine, gabbri, diabasi e con la Formazione di Lanciaia, mentre nella parte meridionale sono ampiamente presenti le Argille a Palombini.

L'Unità della Falda Toscana è costituita da sedimenti depositatisi in quattro facies diverse: una facies evaporitica comprendente Anidriti di Burano e Calcari caverno-

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa.

(\*\*) Centro Studi per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR, Pisa.

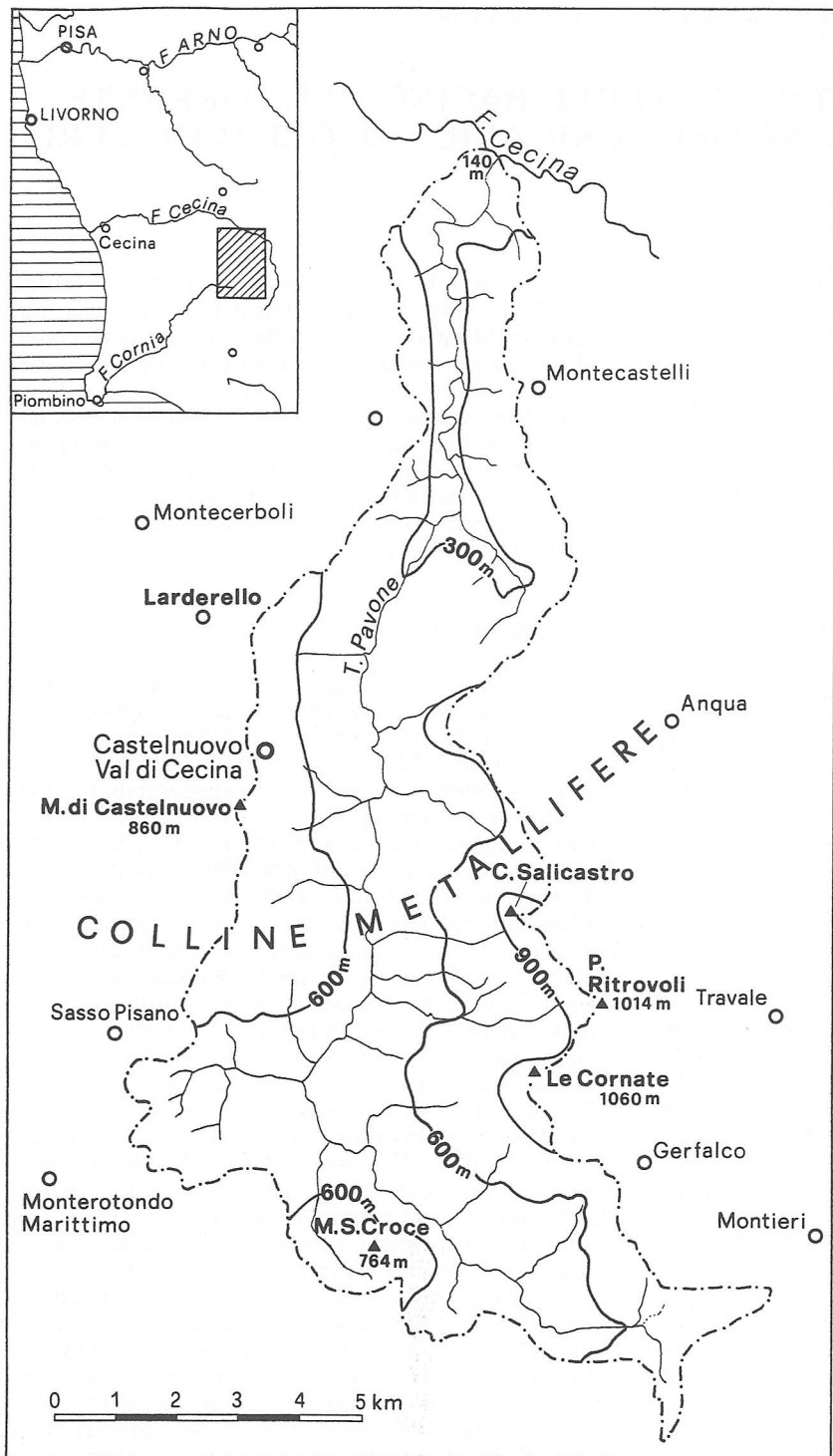


Fig 1 - Inquadramento geografico del bacino del Torrente Pavone.

Tabella 1 - Superfici per fasce altimetriche del bacino del Torrente Pavone

Altitudine (m)	140-300	301-600	601-900	901-1060	Bacino
km <sup>2</sup>	6,56	52,55	28,47	1,59	89,17
%	7,35	58,93	31,92	1,78	100

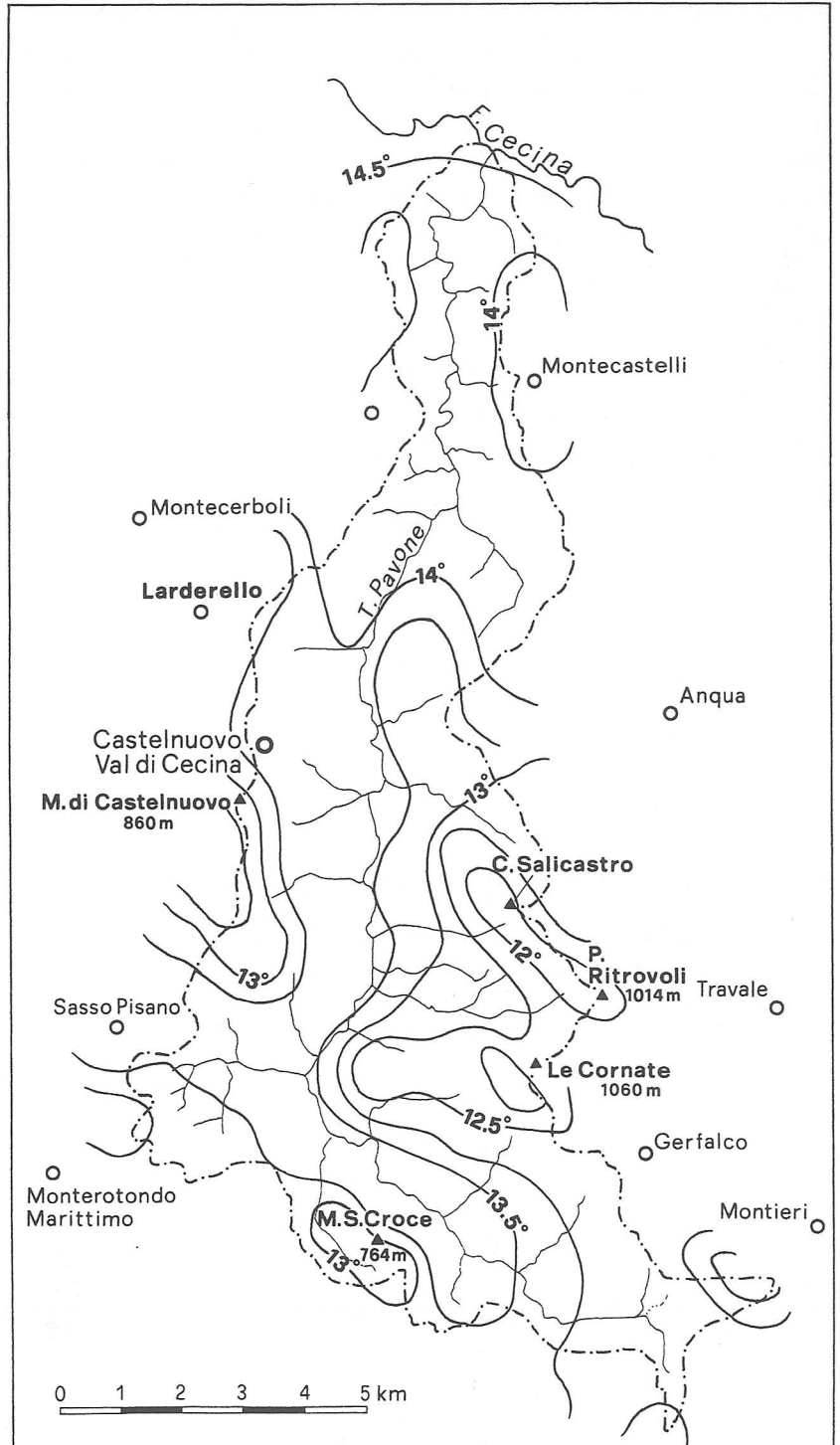


Fig. 2 - Distribuzione delle temperature medie annue (°C) per il periodo 1960-1990.

si, una facies di piattaforma carbonatica costituita da Calcari a Rhaetavicula e Calcare massiccio, una facies bacinale composta da Calcare rosso-ammonitico, Calcare selcifero, Marne a Posidonia, Diaspri, Maiolica e Scaglia, una facies di avanfossa rappresentata dall'arenaria

Macigno. Nell'area considerata, i termini della serie affiorano solamente in corrispondenza degli alti strutturali principalmente con il Macigno e il Calcare massiccio. L'Unità di Monticiano-Roccastrada non presenta affioramenti di particolare rilevanza.

Tabella 2 - Temperature medie mensili ed annue (°C) misurate relative al periodo 1960-1990.

	Quota (m)	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic	Anno
Larderello	400	5,8	6,5	8,4	11,8	15,9	19,6	22,8	22,5	19,4	14,7	10,0	6,8	13,7
Massa M.	370	6,1	7,3	9,2	12,5	16,6	20,3	23,5	23,3	20,5	16,0	11,0	7,7	14,5
Bibbona	160	7,0	7,9	9,5	12,9	16,6	20,4	23,5	23,5	20,4	16,0	11,8	8,0	14,8
Suvereto	112	8,5	9,2	10,8	13,8	17,0	20,5	24,1	24,2	21,5	17,4	12,9	9,7	15,9
Cecina	2	6,6	7,9	10,4	13,8	17,6	21,4	24,2	24,0	21,0	16,3	11,4	7,8	15,2

Tabella 3 - Equazioni delle rette di correlazione tra l'altitudine (m) e la temperatura (°C) media mensile ed annua (1960-90), i loro coefficienti di correlazione (r) ed R<sup>2</sup>

	r	R2		r	R2
G T = 7,58 - 0,0037 h	-0.77	0.599	L T = 24,22 - 0,0029 h	-0.87	0.739
F T = 8,64 - 0,0042 h	-0.84	0.719	A T = 24,2 - 0,0034 h	-0.88	0.78
M T = 10,68 - 0,0049 h	-0.93	0.87	S T = 21,3 - 0,0035 h	-0.77	0.599
A T = 13,94 - 0,0047 h	-0.95	0.91	O T = 16,87 - 0,0038 h	-0.71	0.51
M T = 17,42 - 0,0032 h	-0.88	0.78	N T = 12,31 - 0,0043 h	0.54	53.6
G T = 21,13 - 0,0033 h	-0.91	0.83	D T = 8,72 - 0,0034 h	0.43	42.7
Anno medio T = 15,62 - 0,0038 h			Coefficiente di correlazione = -0.89; R <sup>2</sup> = 0.79		

Tabella 4 - Precipitazioni medie mensili ed annue misurate nel periodo 1960-1990

	Quota (m)	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic	Anno
Castelnuovo	535	102	88	92	88	67	61	33	56	84	120	127	112	1028
Larderello	400	81	84	87	80	65	58	35	52	80	127	120	95	956
Anqua	495	88	83	81	77	57	54	30	62	83	126	131	109	974
Monterotondo	515	97	81	86	85	66	62	32	63	87	120	116	97	977
Massa M.	370	96	87	85	77	64	42	36	52	81	114	115	96	939
Boccheggiano	630	116	107	111	91	81	58	53	58	97	133	135	111	1130

Tabella 5 - Equazioni delle rette di correlazione tra l'altitudine (m) e le precipitazioni (mm) medie mensili ed annue (1960-90), i loro coefficienti di correlazione (r) e R<sup>2</sup>

	r	R2		r	R2
G P = 48,41+ 0,0983 h	0.77	59.8	L P = 12,35 + 0,0492 h	0.56	31
F P = 56,12+ 0,0656 h	0.65	42.7	A P = 42,7 + 0,0295 h	0.589	34.5
M P = 49,18+ 0,0838 h	0.74	54.7	S P = 56,79 + 0,0581 h	0.88	78.3
A P = 57,18+ 0,0526 h	0.84	71.2	O P = 102,25 + 0,043 h	0.609	37
M P = 40,06+ 0,0542 h	0.65	42.5	N P = 91,66 + 0,0659 h	0.76	57.2
G P = 32,31+ 0,0479 h	0.62	38.3	D P = 70,35 + 0,0662 h	0.77	59.6
Anno P = 671,4 + 0,6708 h			Coefficiente dicorrelazione = 0.91; R <sup>2</sup> = 82.1		

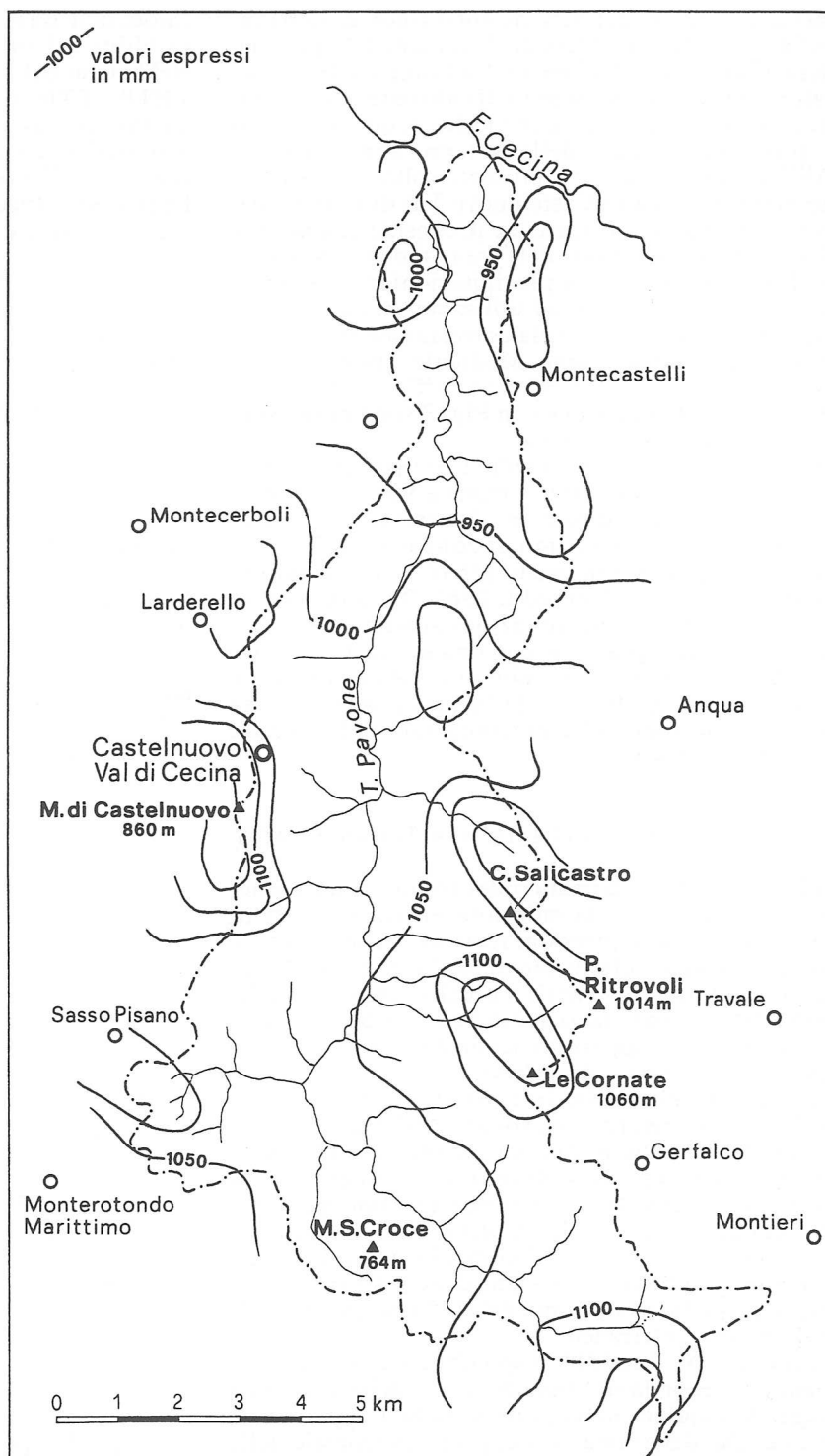


Fig. 3 - Distribuzione delle precipitazioni medie annue (mm) per il periodo 1960-1990.

#### TEMPERATURA E PRECIPITAZIONI

Lo studio della temperatura è basato sui dati registrati in 5 stazioni termometriche relativi al periodo 1960-1990. Nessuna di queste stazioni cade all'in-

terno del bacino; soltanto Larderello è situato nel versante orientale delle Colline Metallifere, mentre Massa Marittima, Bibbona e Suvereto si trovano in quello occidentale e Cecina, un po' distante, è sulla costa, alla foce del fiume omonimo. I valori medi

mensili ed annui del periodo sono riportati nella tabella 2, mentre nella tabella 3 figurano le equazioni delle rette di correlazione tra l'altitudine e la temperatura, che hanno consentito di calcolare la temperatura media annua del bacino (13,6°), quelle mensili e di costruire la carta delle isoterme annue (Fig. 2). All'interno del bacino è presente soltanto la stazione pluviometrica di Castelnuovo Val di Cecina, per cui è stato necessario prendere in considerazione altre 5 stazioni situate fuori dell'area studiata. Nella tabella 4 sono riportate le precipitazioni medie mensili ed annue delle stazioni utilizzate; nella tabella 5 figurano le equazioni della correlazione tra l'altitudine e le precipitazioni. Mediante queste è stato possibile valutare in 1042 mm l'afflusso meteorico medio annuo nel bacino; in Fig. 3 sono rappresentate le isoiete medie annue.

Il regime pluviometrico medio è di tipo *submediterraneo* (AIPE) (Mori, 1963; Pinna e Vittorini, 1986), con massimo principale in autunno (33,4% delle precipitazioni), massimo secondario in inverno (28,6%) e minimo in estate (15,0%). In alcuni decenni, come il 1931-40 ed il 1961-70, la differenza percentuale tra le precipitazioni autunnali e quelle invernali è stata più forte, con uno scarto di 10 punti, in altri, come il 1977-86, non vi è stata differenza e sembra che la tendenza vada in questo senso e verso un'accentuazione delle precipitazioni del semestre settembre-febbraio.

IL BILANCIO IDRICO-CLIMATICO DI THORNTHWAITTE

Il bilancio idrico-climatico del bacino è stato ottenuto col metodo di Thornthwaite, utilizzando le temperature e le precipitazioni ricavate, come descritto in precedenza, relativamente all'altezza media di ciascuna fascia altimetrica e calcolando la media ponderata dei dati parziali ottenuti, per poter valutare gli eventuali apporti di acqua derivati dallo scioglimento delle nevi dei rilievi.

Secondo Thornthwaite le condizioni di umidità di un'area sono determinate soltanto dal bilancio tra le precipitazioni che forniscono umidità e dall'evapotraspirazione che la sottrae. La conoscenza della relazione tra questi due elementi del clima permette di conoscere il valore dell'eccedenza e del deficit idrico e dei periodi in cui questi si manifestano. Ciò consente di quantificare i bisogni di acqua per l'irrigazione e valutare la somma del deflusso superficiale e di quello sotterraneo.

Secondo l'A. l'umidità disponibile del suolo è variabile a seconda del tipo di suolo, della copertura vegetale e quindi della profondità dell'apparato radicale, che determinano la capacità potenziale della riserva idrica (St) il cui valore può variare da pochi millimetri ad oltre 300. L'evapotraspirazione reale (ETR) è uguale a quella potenziale (ETP) quando la quantità di acqua presente nel suolo è superiore alla capacità di campo, ma diventa sempre inferiore ad essa man mano che le condizioni di umidità si avvicinano al punto di appassimento, per riguadagnare il

valore dell'ETP dopo che è stata ricostituita la riserva idrica del suolo.

Nel bacino del T. Pavone il deficit (D), che è uguale a ETP - ETR, si verifica in media tra giugno e settembre, ma in anni particolari, come nel 1972, da marzo ad ottobre, o, come nel 1960, soltanto nei mesi centrali dell'estate.

La ricarica idrica del suolo inizia in autunno, e l'eccedenza (S), che è uguale a

$$S = (P - ETP) - \Delta St = P - ETR$$

in cui  $\Delta St$  è la variazione della riserva e P sono le precipitazioni, comincia nell'anno medio a svilupparsi soltanto a novembre, raggiungendo il massimo a dicembre. Mentre il valore del deflusso annuo (RO), inteso come somma del deflusso superficiale e sotterraneo corrisponde all'eccedenza.

Il deflusso mensile, secondo Thornthwaite, è pari al 50% circa dell'eccedenza di ogni mese; l'altro 50% rimane nel bacino per essere disponibile al deflusso del mese successivo.

Nell'anno medio il deflusso mensile raggiunge il massimo a febbraio, con un ritardo di due mesi ri-

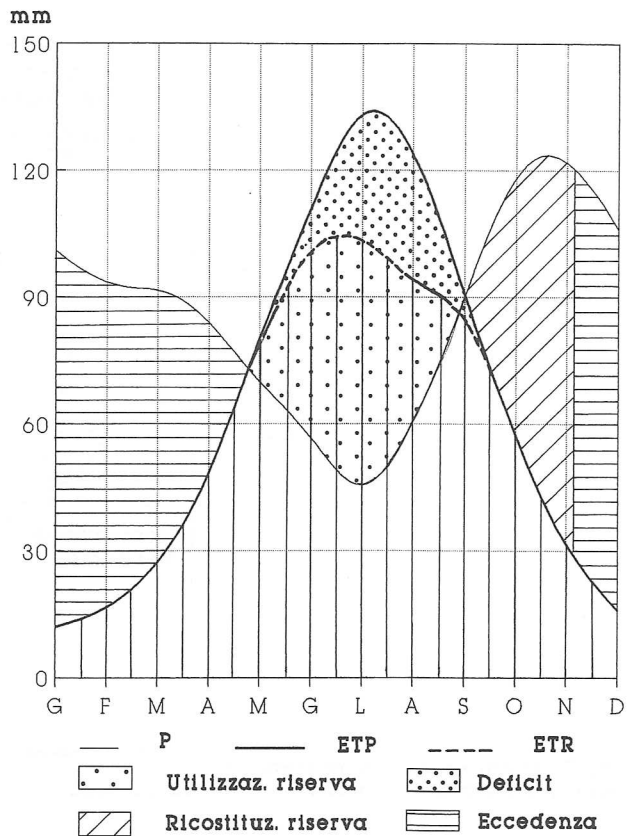


Fig. 4 - Bilancio idrico climatico relativo alla quota media del bacino del Torrente Pavone secondo Thornthwaite, per il periodo 1960-1990.

P = precipitazioni medie annue; ETP = evapotraspirazione potenziale; ETR = evapotraspirazione reale.

Tabella 6. - Il bilancio idrico climatico secondo Thornthwaite relativo alla quota media del bacino, per il periodo 1960-90. P=precipitazioni; ETP=evapotraspirazione potenziale; ETR=evapotraspirazione reale; D=deficit; S=eccedenza; RO=deflusso. Tutti i valori, eccetto T, sono espressi in millimetri.

	Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu.	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic	Anno
T (°C)	5,6	6,4	8,0	11,4	15,7	19,4	22,7	22,4	19,4	14,8	10,0	6,9	13,6
P	101	91	94	85	69	58	39	59	88	125	127	106	1042
ETP	12	15	26	46	81	110	139	127	90	56	28	16	746
P-ETP	89	76	68	39	-12	-52	-100	-68	-2	69	99	90	296
ETR	12	15	25	46	81	101	96	84	89	56	28	16	649
D	0	0	0	0	0	9	43	43	2	0	0	0	97
S	89	76	68	39	0	0	0	0	0	0	30	90	392
RO	71	73	71	55	27	14	7	3	2	1	15	53	392

Tabella 7 - Quadro riassuntivo dei parametri caratteristici del bilancio idrico climatico per fasce altimetriche e per la quota media del bacino (538 m)

Fasce	t °C	P (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	D (mm)	RO (mm)	Im	Tipo di clima
I (140-300 m)	14.6999:	818	790	616	172	202	3.8	C2 (subumido)
II (300-600 m)	13.9	983	759	642	115	341	29.8	B1 (umido)
III (600-900 m)	12.6999:	1196	721	664	56	533	66.3	B3 (Umido)
IV (900-1060 m)	11.9	1360	694	659	32	700	96.6	B4 (Umido)
Quota media	13.5999:	1042	748	650	96	392	39.6	B1 (Umido)

Tabella 8 - Deflusso globale presunto (Dp), deflusso superficiale (Rp) e, con c.i.p. = 0.05, deflusso sotterraneo (Ip) per l'anno medio 1960-90. I rapporti mensili (Fc) tra Rp misurato e RO calcolato alla sezione di Monterufoli, sono stati utilizzati per ottenere i deflussi superficiali mensili del T.Pavone, partendo dal RO calcolato per il suo bilancio.

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
P (m3)	9006170	8114470	8381980	7579450	6152730	5171860	3477630	5261030	7846960	11146250	11324590	9452020	92915140
RO (mm)	71	73	71	55	28	14	7	3	2	1	15	53	393
Dp (m3)	6331070	6509410	6331070	4904350	2496760	1248380	624190	267510	178340	89170	1337550	4726010	35043810
Fc	0.79	0.82	0.83	0.69	1.12	1.12	0.34	0.68	10.27	21.57	1.23	0.94	0.95
Rp (m3)	5001545	5368389	5247235	3396890	2808379	1398640	213681	183155	1831552	1923129	1648397	4442289	33412197
Ip (m3)	1329525	1141021	1083835	1507460	-311619	-150260	410509	84355	-1653212	-1833959	-310847	283721	1631613
Ip/Dp													0.05
Ip/P													0.02

spetto al massimo dell'eccedenza ed il minimo ad ottobre, dopo il periodo secco estivo. La Figura 4 mostra graficamente il bilancio idrico climatico i cui parametri sono indicati nella tabella 6.

Dai parametri del bilancio idrico si può determinare il tipo di clima in base all'*Indice di umidità globale (Moisture index) Im*:

$$Im = (S-D) \times 100 / ETP$$

proposto da Thornthwaite nel 1948 e perfezionato successivamente (Thornthwaite e Mather, 1955). Nel nostro caso il valore dell'Im medio del periodo è di 39,6 che pone il bacino del Pavone in un tipo di clima Umido B<sub>1</sub>, anche se esso varia dal tipo Subumido C<sub>2</sub> (Im = 3,8) nella fascia altimetrica più bassa, all'Umido B<sub>1</sub> (Im = 96,6) in quella più alta, al limite del tipo di clima Perumido (Im > 100), come indicato nella tabella 7.

LA VALUTAZIONE DELLE RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE

Dal deflusso annuo, espresso in metri di lama d'acqua, moltiplicato per la superficie (A) del bacino si è ottenuto il deflusso globale presunto ( $D_p$ ) espresso in  $m^3$ :

$$D_p = RO \times A = 0,392 \times 89 \cdot 10^6 = 32 \cdot 10^6$$

Poiché il RO ottenuto col metodo di Thornthwaite (Tab. 8) è la somma del deflusso superficiale e di quello sotterraneo, per risalire a quest'ultimo è possibile utilizzare un metodo empirico che consiste nel trovare l'infiltrazione efficace presunta ( $I_p$ ) dalla differenza tra il deflusso globale calcolato in un dato intervallo di tempo e il deflusso superficiale ( $R_p$ ) misurato a una stazione idrometrica nello stesso periodo di tempo. Nel nostro caso è stata usata la stazione posta sul Cecina a Ponte di Monterufoli, per il periodo 1935 - 1983. Si ha:

$$I_p = D_p - R_p = 230 \cdot 10^6 - 213 \cdot 10^6 = 11 \cdot 10^6$$

Al  $R_p$  registrato a Ponte di Monterufoli è stato aggiunto il volume d'acqua prelevato per fini agricoli e industriali che ammonta a circa 210 l/s (Petraeco e Squarci, 1975) e che corrisponde al 2,7 % del totale misurato.

Il coefficiente di infiltrazione potenziale (c.i.p.), che è uguale alla percentuale dell'infiltrazione efficace rispetto al deflusso globale presunto, diventa:

$$c.i.p. = I_p / D_p = 11 \cdot 10^6 / 230 \cdot 10^6 = 0.05$$

Quando un bacino idrologico è sprovvisto di idrometrografi si può ricorrere al confronto con i valori registrati in un bacino adiacente, caratterizzato però da litologie affioranti simili a quello in esame.

Nel nostro caso le condizioni litologiche del bacino del Cecina, nel suo insieme, non si possono considerare paragonabili a quelle del T.Pavone, bisogna però sottolineare che un certo grado di confronto risulta possibile se consideriamo che la quasi totalità del bacino del Cecina è occupata da formazioni impermeabili o a bassissima permeabilità, mentre che quelle permeabili affioranti occupano solo il 3% del bacino (18  $km^2$  circa). All'interno del bacino del T.Pavone, invece, le litologie permeabili (carbonatiche e arenacee) coprono l'11% della superficie (10  $km^2$  circa). Si può quindi affermare, assumendo un certo margine di errore, che sempre si manifesta nel caso in cui non si possa contare con dati certi di deflusso superficiale alla chiusura di un bacino, che i valori di infiltrazione efficace presunta, dedotti con questo metodo per il bacino del Pavone, possono avere una affidabilità sufficiente.

$$I_p = D_p \times c.i.p. = 350 \cdot 10^6 (m^3) \times 0.05 = 1,75 \cdot 10^6 (m^3)$$

in cui il c.i.p. è quello trovato, e corrisponde al 2,0% delle precipitazioni annue, come risulta dalla tabella 8.

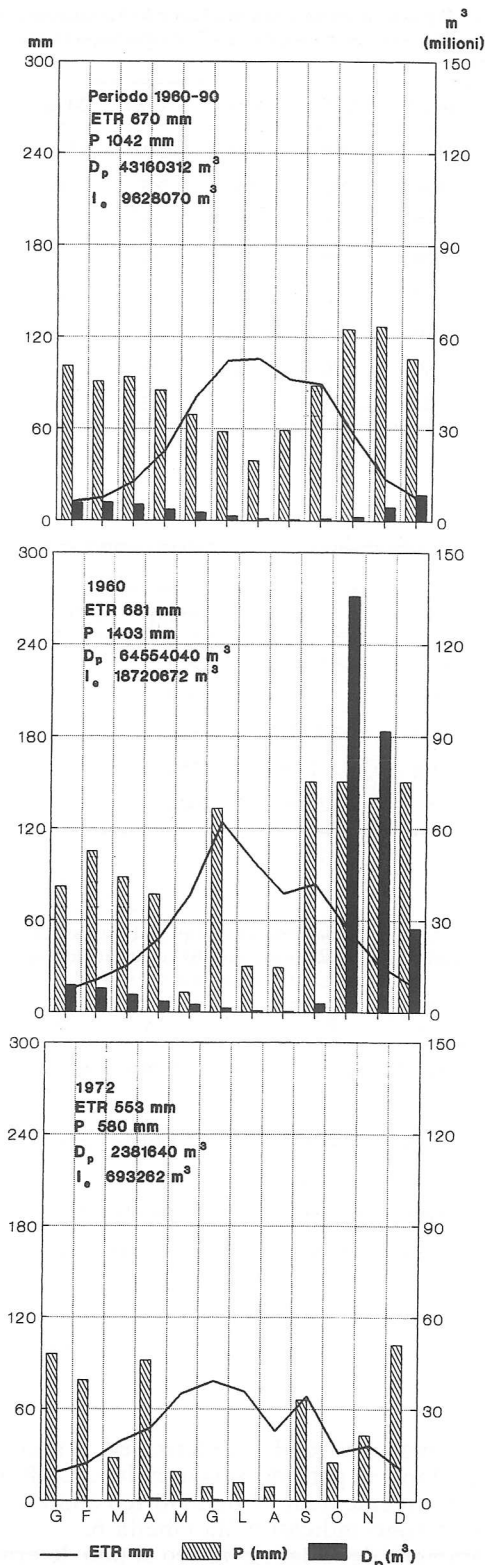


Fig. 5 - Evapotraspirazione reale (ETR), precipitazioni (P) espresse in millimetri e deflusso globale presunto ( $D_p$ ) espresso in  $m^3$ , alla quota media del bacino del Torrente Pavone per il periodo 1960-1990, per l'anno più piovoso (1960) e per quello più arido (1972).



Tabella 9 - Deflusso globale presunto (Dp), deflusso superficiale (Rp) e, con c.i.p.= 0.05, deflusso sotterraneo (Ip) per il 1960

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
P (m3)	7314400	9366000	7849600	6868400	1159600	11863600	2676000	2586800	23905600	19356400	12488000	19713200	125147600
RO (mm)	109	96	77	53	27	13	6.5	3.29	7.2	84.5	97	150	723.7
Dp (m3)	9722800	8563200	6868400	4727600	2408400	1159600	588720	294360	651160	7537400	8652400	13380000	64554040
Rp (m3)	9236660	8135040	6524980	4491220	2287980	1101620	559284	279642	618602	7160530	8219780	12711000	61326338
Ie (m3)	486140	428160	343420	236380	120420	57980	29436	14718	32558	376870	432620	669000	3227702
Ip/P													0.026

Tabella 10 - Deflusso globale presunto (Dp), deflusso superficiale (Rp) e, con c.i.p. = 0.05, deflusso sotterraneo (Ip) per il 1972.

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
P (m3)	8563200	7046800	2497600	8206400	1694800	802800	1070400	802800	5887200	2230000	3835600	9098400	51736000
RO (mm)	0	0	0	13	7	3	2	1	0	0	0	0	27
Dp (m3)	0	0	0	1195280	597640	294360	151640	71360	35680	17840	8920	8920	2381640
Rp (m3)	0	0	0	1135516	567758	279642	144058	67792	33896	16948	8474	8474	2262558
Ip (m3)	0	0	0	59764	29882	14718	7582	3568	1784	892	446	446	119082
Ip/P													0.002

In questa tabella sono indicati i dati del bilancio idrologico medio del periodo 1960-1990 e nelle Tabelle 9 e 10 quelli dell'anno più piovoso (il 1960) e di quello meno piovoso (il 1972). Come si può notare esiste una forte differenza tra i deflussi di questi anni estremi rispetto a quello medio (Fig. 5), a causa della forte variazione interannuale di questo parametro. I diagrammi di questa figura, che mostrano il regime delle precipitazioni e dei deflussi, sottolineano inoltre le caratteristiche idrologiche di questo corso d'acqua che sono proprie di un regime torrentizio.

In lavori precedenti riguardanti la valutazione della ricarica del campo geotermico di Larderello (Petracco e Squarci, 1975; Celati *et al.*, 1991) viene sostenuto che la maggior parte di essa avviene attraverso una porzione limitata del bacino idrografico del Cecina, attraverso gli affioramenti di rocce carbonatiche ed arenarie fratturate. Per questi affioramenti gli autori citati hanno calcolato un coefficiente di infiltrazione del 43%.

Un procedimento di calcolo analogo è stato eseguito anche per il bacino del T. Pavone, applicandolo agli affioramenti carbonatici delle Cornate, di Poggio Mutti e di M. Santa Croce e, in misura minore, alle zone di affioramento del Macigno, che, nel suo insieme, occupano circa l'11,3% dell'area totale del bacino (vedi classi 5, 6 e 7 della figura 6).

Nella tabella 11 sono riportati i valori del bilancio idrologico relativo alle aree in cui affiorano le rocce sopra indicate e risulta che il coefficiente di infiltrazione è del 33%, in sintonia con quello trovato da Petracco e Squarci.

## CONCLUSIONI

Il coefficiente di infiltrazione potenziale medio di tutto il bacino del Pavone (0,05) è uguale a quello trovato da Petracco e Squarci (0,05); se invece consideriamo che l'infiltrazione avvenga esclusivamente attraverso le rocce carbonatiche ed il Macigno, come prospettato dagli autori citati, notiamo che nell'ambito del nostro bacino esso risulta del 33%, mentre per il bacino del Cecina, sotteso dall'idrometro di Ponte di Monterufoli, è del 43%; sono valori abbastanza vicini, la cui differenza può essere imputabile alle approssimazioni dovute a questo metodo di indagine.

Nella presente ricerca risulta che il regime dei deflussi del T. Pavone hanno uno spiccato carattere torrentizio per le notevoli variazioni che si registrano in essi nel corso dell'anno, e che, d'altra parte, risultano elevate anche le variazioni interannuali. Ad esempio il rapporto tra le precipitazioni del 1972 (580 mm) e quelle del 1960 (1403 mm) è di 0,41, mentre il rapporto tra il deflusso sotterraneo degli stessi anni è di 0.04. Ciò dipende dalla differenza tra la variabilità interannuale delle temperature (Vt) e quella delle precipitazioni (Vp):

$$V_p = \left[ \sqrt{\sum (P - p)^2 / n} \right] / p$$

in cui P sono le precipitazioni medie annue del periodo, p le precipitazioni di ogni singolo anno ed n il numero degli anni di osservazione (Conrad e Pollak, 1962).

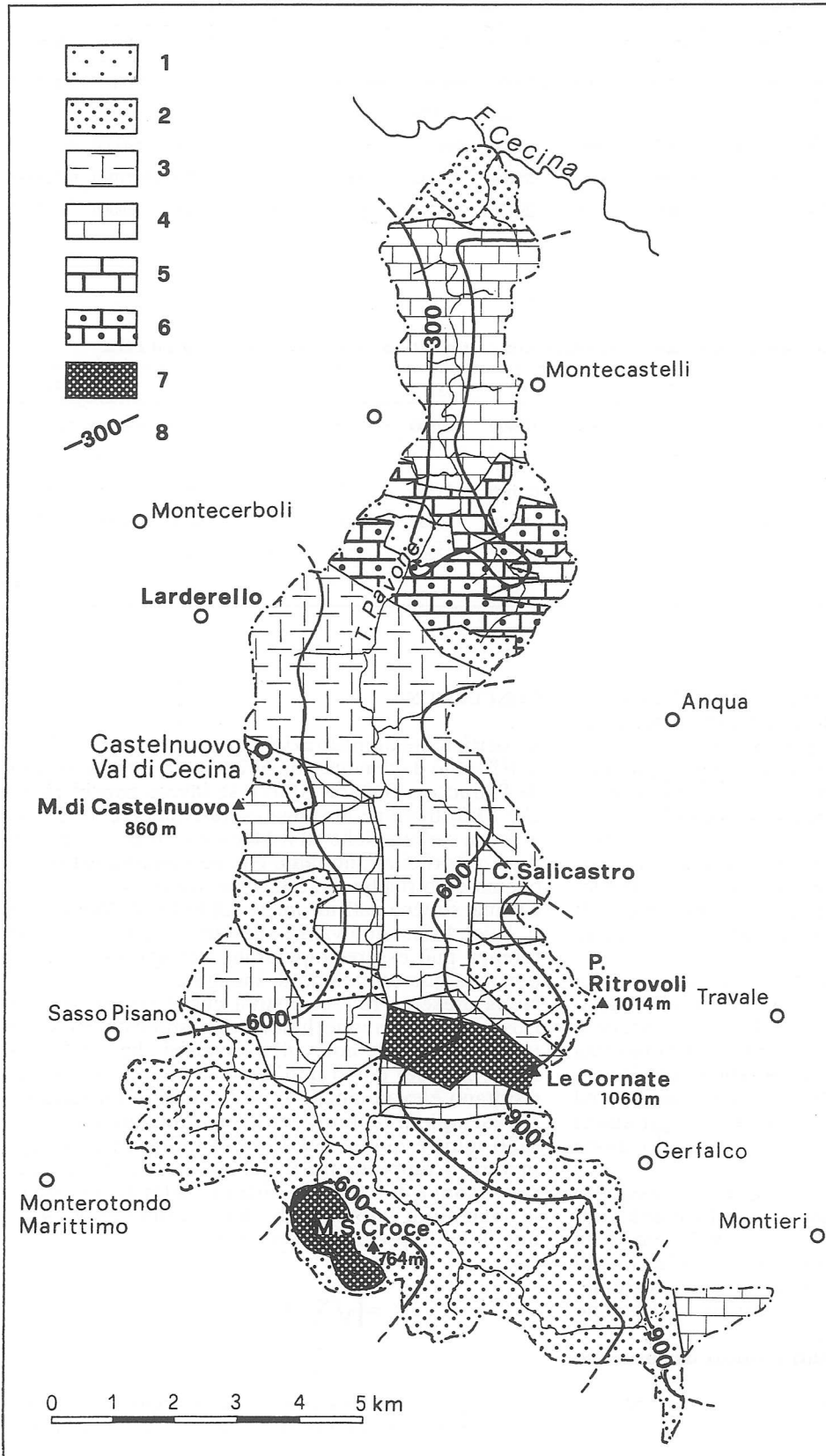


Fig. 6 - Distribuzione delle rocce classificate in base alla loro permeabilità:  
 1) litotipi impermeabili; 2) con permeabilità secondaria bassa; 3) permeabilità decrescente da media a bassa; 4) permeabilità decrescente da buona a media; 5) permeabilità mista buona; 6) permeabilità primaria buona; 7) permeabilità crescente da molto buona a elevata; 8) curve di livello.

Tabella 11 - Deflusso globale presunto dell'area di assorbimento del bacino del T. Pavone, formata da calcari ed arenaria Macigno. Le classi di permeabilità sono quelle illustrate nella figura 5. Il coefficiente di permeabilità =  $I_p/D_p = 1631613/4949000 = 0.33$

Classi di permeabilità	A (m <sup>2</sup> )	h (m)	P (m)	P (m <sup>3</sup> )	RO (mm)	Dp (m <sup>3</sup> )
5 e 6	6510000	450	0.9	5859000	0.28	1822800
7	2160000	750	1.09	2354400	0.49	1058400
7	1430000	980	1.36	1944800	0.7	1001000
Totale	10100000	727	1.006	10158200	0.49	4949000

Infatti a Larderello la prima è piuttosto bassa ( $V_t = 0,16$ ), mentre la seconda è molto elevata ( $V_p = 0,57$ ). Ad un'evapotraspirazione media annua quasi costante si contrappongono perciò precipitazioni annue che spesso sono inferiori o superiori alla media di oltre il 50%, con conseguenti fluttuazioni dei deflussi molto marcate.

Tale fenomeno è accentuato nei piccoli bacini, come quello del Pavone, perchè non si verifica ciò che invece accade frequentemente in quelli più estesi e aventi una morfologia più complessa. In questi, nella stessa stagione piovosa, la minore piovosità in una parte del bacino può essere compensata parzialmente da precipitazioni più abbondanti che si verificano in un suo altro versante.

Spesso nei lavori di idrologia viene trascurata la variabilità degli elementi del clima nel valutare le risorse idriche di un bacino idrografico e viene trascurato anche il fatto generalmente acquisito che, nella regioni mediterranee ed anche in Toscana, si sta registrando una diminuzione della quantità delle precipitazioni, (Rapetti e Vittorini, 1991), mentre la temperatura media annua è in aumento (Giuffrida e Conte, 1989). I deflussi dei corsi d'acqua tendono a diminuire (Vittorini, 1992) e, secondo una ricerca in corso, anche per il Cecina ed è probabile che questa tendenza abbia dei riflessi sulla ricarica idrica del campo geotermico di Larderello.

#### BIBLIOGRAFIA

Celati, R., Cappetti G., Calore C., Grassi S., 1991. Water recharge in Larderello geothermal field, *Geothermics*, 20, 119-133.  
 Celico, P., 1988. *Prospezioni idrogeologiche*, 2: 528 pp., Liguori, Napoli.

- Grassi, S., 1982. Bilancio idrologico del bacino del Torrente Milia per la valutazione della ricarica naturale dell'area meridionale del campo geotermico di Larderello, *Atti. Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 89: 83-99.
- Lazzarotto, A., 1967. Geologia della zona compresa fra l'alta Valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto), *Mem. Soc. geol. ital.*, 27: 151-197.
- Lazzarotto, A. e Mazzanti, R., 1976. Geologia dell'alta Val di Cecina, *Boll. Soc. geol. ital.*, 95: 1365-1487.
- Mazzanti, R., 1966a. Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa), *Mem. Soc. geol. ital.*, 5: 105-138.
- Ministero LI.PP. - Servizio idrografico - *Annali Idrologici*. Parte I e II, anni vari, Roma.
- Petracco, C. e Squarci, P. 1975. Hydrological balance of Larderello geothermal region, *Proc. 2nd U.N. Symp. Development Use Geothermal Resources*. San Francisco, 1, 521-530.
- Raggi, G. e Raggi, D., 1989. Il bacino del fiume Camaione: caratteri idrogeologici e disponibilità idriche, *Mem. Accad. lun. Sci. geol. Capellini*, 57-58.
- Rapetti, F. e Vittorini, S., 1993. Confronto fra i deflussi misurati e quelli calcolati con il metodo di Thornthwaite in due piccoli bacini della Valle del Gesso (Alpi Marittime). *Geogr. fis. dinam. quat.*, 16: 183-191.
- Rapetti, F. e Vittorini, S., 1991. Studio di serie pluviometriche secolari in Toscana. in M. Pinna (a cura). *Le variazioni recenti del clima (188-1990) e le prospettive per il XXI secolo*. *Atti Conv. Soc. geogr. ital.*, Roma, 5-6 Aprile 1990. *Mem. Soc. geogr. ital.*, 46: 457-478.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Rev.*, 38: 55-94.
- Thornthwaite, C.W. e Mather, J.R., 1957. *Instruction and Tables for computing potential evapotranspiration and water balance*. *Public. Climatology*, 10: 185-311.
- Vittorini, S., 1972(a). Il bilancio idrico secondo Thornthwaite in alcuni bacini della Toscana. *Atti Soc. tosc. Sci. nat.; Memorie*, Ser. A, 79: 138-149.
- Vittorini, S., 1972(b). Ricerche sul clima della Toscana in base all'evapotraspirazione potenziale e al bilancio idrico, *Riv. Geogr. ital.*, 79: 1-30.
- Vittorini, S., 1992. La diminuzione del trasporto torbido nei fiumi italiani tra il periodo prebellico e quello attuale, *Geogr. fis. e Dinam. quatern.*, 14: 251-258.

(ms. pres. il 12 marzo 1997; ult. bozze il 17 settembre 1997)

