

UNIVERSITE D'ALGER

9/74

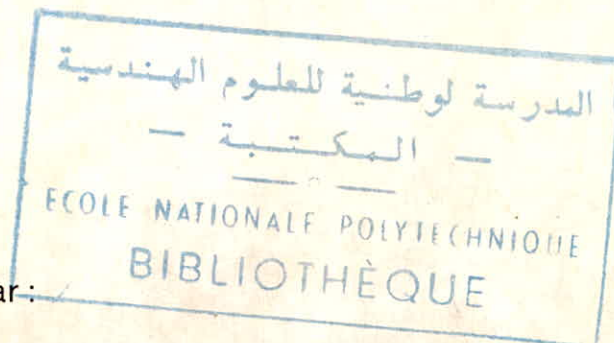
ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

GENIE HYDRAULIQUE

1 Ex

PROJET DE FIN D'ETUDES

EROSION
TRANSPORT SOLIDE
SEDIMENTATION DANS LES BARRAGES
CAS DU BASSIN VERSANT DU SIKKAK



Proposé et dirigé par :

M. POTENZA

Etudié par :

M. A. KEBBAS

JUIN 1974

UNIVERSITE D'ALGER

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

GENIE HYDRAULIQUE

PROJET DE FIN D'ETUDES

EROSION

TRANSPORT SOLIDE

SEDIMENTATION DANS LES BARRAGES

CAS DU BASSIN VERSANT DU SIKKAK

المدرسة لوطنية للعلوم الهندسية
— المكتبة —
ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE
BIBLIOTHÈQUE

Proposé et dirigé par :

M. POTENZA

Etudié par :

M. A. KEBBAS

JUIN 1974

Que tous les professeurs ayant contribué à ma formation
trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude, et
particulièrement "Monsieur PCTENZA.

TABLE DES MATIERES

1° <u>PARTIE</u> :		
Aspects Généraux de l'Erosion		1
I - Les causes de l'érosion		2
II - Conséquences de l'érosion		13
2° <u>PARTIE</u>		
Etude du Bassin Versant de l'Oued SIKKAK		
I - Présentation		20
II - Caractéristiques		20
III - Elaboration		46
IV - Intervention		64
Bibliographie		72

1° PARTIE

ASPECTS GENERAUX DE L'EROSION

Introduction

Le problème de l'érosion en Algérie devient de jour en jour plus dramatique et si un remède efficace n'intervient pas rapidement, le pays est promis à une "désertification rapide". Déjà certaines régions (Oranie) sont passées de l'érosion simple à l'érosion accélérée. On a pendant trop longtemps négligé le problème de l'érosion. La résolution rapide de ce phénomène doit autant son importance à la préservation des capacités des retenues au domaine agricole. Certains auteurs donnent le chiffre de 40 000 ha de terres cultivables érodées chaque année. Ce chiffre est un peu trop fort car il a été estimé à partir de chiffres d'envasement aux débouchés de cinq bassins versants couvrant au total 481 500 ha. Il n'en demeure pas moins que plus de 7 000 000 ha de terres sont affectées par l'érosion.

x L'érosion des terres sur les versants provoquée par l'action de la pluie et de son ruissellement est doublée d'une dégradation du lit et des berges des oueds.

Cette érosion hydrique, à la fois pluviale et fluviale, se traduit dans les oueds par un transport solide essentiellement composé d'éléments en suspension, accompagnés de charriage de fond.

Ce transport représente, en premier lieu, une perte de potentiel de terre pour l'agriculture. Il provoque ensuite par sédimentation, un envasement des retenues de barrages qui diminuera ainsi leur volume utile et leur durée de vie.

La dégradation des sols et de la végétation peut entraîner dans certains bassins, un accroissement du ruissellement et une accentuation des crues.

I - Les causes de l'érosion

L'érosion est par définition l'usure de la Terre. Les causes de ce processus d'ablation sont ~~deux~~ deux sortes :

- les causes naturelles :
 - + agressivité climatique
 - + morphologie du bassin
 - + lithologie du bassin
- les causes anthropiques :
 - + couvert végétal
 - + mode d'exploitation

I.1 Les causes naturelles

1.1 Agressivité climatique

L'érosion est dangereuse surtout dans les régions de type climatique à deux saisons tranchées ; l'une sèche, l'autre humide.

De plus les grandes régions d'érosion sont celles qui sont affligées d'un climat à longue ~~dur~~ saison chaude.

Or le climat de l'Afrique du Nord est justement caractérisé par l'opposition nette de deux saisons bien tranchées, surtout en ce qui concerne ses deux éléments principaux : la température et les précipitations.

Une saison froide qui concentre la presque totalité des précipitations annuelles (en général environ les 4/5) et une saison chaude et pratiquement sans pluie (moins de 10 mm/mois).

La durée de ces saisons varie suivant les régions ainsi que la netteté de leur opposition.

Elle est particulièrement vigoureuse en Oranie où l'on passe sans transition d'un hiver froid (5 mois, novembre à mars) et pendant lesquels tombent toutes les pluies, à un été chaud et pratiquement sans pluies.

Ce caractère général est la base du jeu des facteurs climatiques comme agents d'érosion.

- La pluie

On doit s'intéresser à l'abondance pluviale, à son intensité et sa durée horaire de pluies douces ou orageuses, de phase alternée d'humidité et de sécheresse et particulièrement la sécheresse estivale.

Sur le tableau ci-dessous on peut constater l'importance de l'intensité pluviale, de son abondance, et de sa durée.

Quantité totale de pluie mm	Intensité maxi de pluie mm/h	Durée de la pluie h	Perte en sol : tonne/ha
65	7,5	30 h 35'	0,4
47,5	70,0	1 h 52'	51,2
22,5	87,5	0 h 15'	2,2

(Selon L.D Bayer - Soil Physics)

- La concentration des pluies

En Oranie les cinq mois d'hiver reçoivent environ les 3/4 du total annuel des précipitations.

Tessala	410/575 mm
Mascara	359/511 mm
O. Fergoug	291/427 mm
Tlemcen	460/600 mm

Mais ces précipitations sont plus que groupées en quelques mois; elles sont concentrées en un nombre relativement restreint de jours : la moitié environ des précipitations annuelles tombe en 25 à 30 jours de pluie pendant les mois de novembre, décembre et janvier.

Encore ces pluies ne durent jamais plus de quelques heures et constituent donc presque toutes des pluies torrentielles dont l'intensité dépasse 30 mm en une heure ou 20 mm en 2 heures.

Or, en Algérie, on considère que les précipitations torrentielles sont dangereuses lorsqu'elles atteignent le seuil de 15 mm en une heure car elles présentent des pointes d'intensité dépassant 1 mm/mm qui libèrent des masses d'eau considérables.

- Les surchauffements estivaux :

Les hautes températures d'été, doublées de précipitations très faibles entraînent une sécheresse assez forte et particulièrement une dessiccation complète du sol surchauffé et privé d'eau.

La température atteinte en juillet de maxima de 43° à BEL-AB-BES et de 44°6 à MASCARA.

Particulièrement les 4 mois d'été (juin à septembre), l'ensemble de l'Oranie présente une sécheresse quasi-absolue.

Cette sécheresse n'est pas atténuée, mais brusquement interrompue par de brèves averses, souvent très violentes et rapidement absorbées par ce sol desséché.

Le résultat de la combinaison des facteurs climatiques est une intense érosion accélérée, aux formes multiples, mais que tous les phénomènes climatiques concourent à aggraver et à amplifier d'année en année.

En été, s'opère surtout un actif travail de désagrégation sur place, par insolation et dessiccation. Sauf au cours de courtes et souvent violentes averses, tous les processus de dissection, d'affouillement sont arrêtés. Mais ce travail prépare celui de l'ablation et du transport. La dessiccation du sol provoque un intense fractionnement superficiel par un réseau très serré de fissures et une complète désintégration en fines particules inertes.

Ces particules sont parfois emportées par le vent, mais en Algérie du Nord, l'érosion éolienne est très faible par rapport à l'érosion hydrique.

En hiver, les fortes précipitations, souvent torrentielles, déclenchent tous les processus de dissection, d'affouillement en masse ou en nappe à la suite du ruissellement ou de l'infiltration (sursaturation) des eaux. A la désagrégation succède l'ablation des particules désagrégées, soit en été, soit immédiatement par l'action des gouttes de pluie (micro-bombardement). Les fissures de dessiccation guident et facilitent l'écoulement externe ou interne des eaux et particulièrement les affouillements, affaissements et éboulements.

1.2 Morphologie

L'érosion est très intense dans les régions de montagnes quelque soit leur situation géographique. Cela démontre l'influence de la pente, de l'^{altitude}ablation et du relief.

La pente surtout a un rôle prépondérant comme on peut remarquer sur le tableau suivant :

Quantité de pluie	Durée en heure	Pertes en sol (en T/ha) par pente				
		0 %	5 %	10 %	15 %	20 %
50	16 h	0,4	13,3	40,1	67,1	91,3
33,5	15 h	0,3	14,5	36,9	46,1	59,1

Par l'énergie qu'elle communique aux eaux de ruissellement, l'énergie qui est utilisée pour l'arrachement et le transport des terres, la pente est un facteur moteur de l'érosion.

Où l'on observe les plus grandes pentes les eaux gagnent une force érosive plus importante et surmontent les résistances lithologiques.

Une précipitation de 600 mm se traduit par une lame écoulée d'environ 100 mm.

L'énergie cinétique des gouttes de pluie de la lame d'eau précipitée est d'environ 10 000 joules/m². Une lame d'eau de 100 mm, qui ruisselle le long d'un versant de 100 m et avec une pente de 30 %, dégage environ une énergie de 15 000 joules/m². Si ce versant est situé à une altitude de 1000 m, cette eau possède encore une énergie potentielle de 1 000 000 joules/m² qui sera dissipée au cours de son déplacement vers la mer.

Si le versant n'est qu'à 100 m d'altitude, cette énergie potentielle ne sera que de 100 000 joules/m².

Ces énergies sont utilisées pour détacher et transporter les agrégats terreux.

1.3 La lithologie

Il a été démontré par les géomorphologues que le jeu des forces de l'érosion se traduisait généralement par un relief conditionné par la nature des roches, c'est à dire par la lithologie. Il a été également montré que la nature des sols et du manteau d'altération était, à l'intérieur d'un étage climatique, essentiellement fonction de cette lithologie et que l'érosion agissait de façon différente, tant en mode qu'en intensité suivant la nature des roches. La lithologie est donc un facteur important de l'érosion.

Le rôle de la structure géologique est pratiquement nul. On observe une faible influence des plissements de couches du pendage, et d'une manière générale de la tectonique. Mais ces influences existent en matière d'érosion torrentielle et notamment dans la genèse du glissement.

Il convient de s'intéresser principalement aux caractéristiques des formations cohérentes ou meubles des sols qui font l'objet de l'attaque directe de l'érosion.

La turbidité moyenne des cours d'eau en Afrique du Nord est fonction de la lithologie du bassin versant. Les autres facteurs - pente, végétation, climat, densité humaine - sont plus ou moins déterminés par la nature des roches, et donc liés par des corrélations partielles. C'est ainsi que l'analyse de 70 bassins versants dont on connaît l'érosion au Maghreb, permet d'avancer les chiffres moyens de turbidité suivants, fonction de la lithologie dominante du bassin.

- Roches tendres, marnes..... 30 g/l
- Roches moyennement résistantes..... 10 g/l
- marno-schiste, marno-calcaire, marno-grés
- Roches résistantes (schistes, alluvions quaternaires encroûtés) 6 g/l
- Roches dures (grés, pélites, micaschistes, calcaires, dolomies) 2 g/l

La résistance du sol à l'érosion :

Elle est essentiellement sous la dépendance de deux facteurs :

- vitesse d'altération de la roche
- stabilité structurale du sol

La notion de vitesse d'altération doit intervenir comme un facteur limitant. Un sol très érodible, développé sur roche à altération lente, fournira un transport solide minime aux rivières. Simple-ment ce sol restera squelettique. C'est le cas de nombreuses roches dures telles que les calcaires compacts ou les quartzites, et de quel-ques roches tendres telles que les dolonites ou les marno-grés armés. C'est bien à tort que l'on assimile tous les sols squelettiques à des terrains violemment érodés. Certains pseudo-bad-lands présentent des taux d'abrasion négligeables.

Au contraire pour les sols développés sur marnes on observe des taux d'érodibilité variables, mais toujours forts. On distinguera le sol assez résistant grâce à la stabilité structurale que lui con-fère la matière organique ; le sous-sol ou manteau d'altération qui paraît 1000 fois plus érodible que le sol et présente une stabilité structurale 100 fois plus basse que le sol provoquée par la présence d'un ion dispersant, le sodium, et enfin la marne ou roche saine, dont l'érodibilité paraît se situer entre le sol et le sous-sol.

Plus de 50 % du transport solide des rivières ont pour origine l'érosion directe au manteau d'altération, soit au niveau des bad-lands, soit au niveau du sapement de pied de montagne : ce sont des taches sensibles qu'il faut traiter en priorité.

12 - Les causes anthropiques

La couverture végétale et les techniques culturales constituent le facteur principal dépendant de l'action humaine qui accélère ou réduit l'érosion selon le cas.

Le remplacement des techniques ancestrales d'exploitation par des procédés culturels modernes aboutit souvent à accroître l'érosion de façon spectaculaire. Au Sénégal, ROOSE (1967) observe une perte en terre de

- 8,70 tonnes/ha en culture traditionnelle
- 14,10 tonnes/ha en culture mécanisée

La perte en terre est multipliée par 1,6. En Afrique du Nord la perte en terre est multipliée par environ 2 dans les mêmes conditions.

2.1 Le couvert végétal

Suivant sa hauteur et sa densité, la couverture végétale constitue un isolant régulateur de l'action des agents et phénomènes climatiques : précipitations, vents, températures.

A l'égard des précipitations le rôle du couvert végétal est primordial.

Il modifie la forme et la nature de l'eau qui arrive au sol après précipitation.

L'arrosage du sol ne se fait pas sous forme de micro-bombardement plus ou moins intense, mais sous la forme d'une humectation régulière, les feuillages amortissant la violence des pluies et en retenant une partie. La force vive des gouttes de pluie qui, en terrain dénudé, provoque des tassements superficiels et la destruction des agrégats, est absorbée par l'élasticité des organes aériens des végétaux.

TRIMBLE (1954) a observé sous forêt que les intensités maximum durant 5 et 15 minutes étaient respectivement de 15 et 21 % inférieures à celles observées en terrain découvert. Des études effectuées au Maroc au mois de janvier 1970, montrent que le coefficient de réduction, de l'intensité pluviale est en moyenne de l'ordre de 60 % pour les intensités les plus fréquentes, sous jeune futaie de pin et dans un taillis sous vieille futaie d'eucalyptus. La frondaison joue donc un rôle de filtre ralentisseur. La masse spongieuse de la litière a évidemment le même effet. Cet effet toujours joué par le feuillage et la litière explique les valeurs de ruissellement observées en Roumanie sous pluies torrentielles reproduites dans le tableau ci-dessous (ARGHIRIADE C. 1960).

	Ruissellement en % de la pluie	Erosion en m ³ /ha/an
Parcelles avec végétation :		
- Feuillus : 2,2	2,0	0,27
- Résineux	4,3	1,44
Parcelles avec végétation mais sans litière :		
- Feuillus	30	15
- Résineux	34	17
Parcelles sans végétation	74	90

Ce phénomène d'effet tampon explique en partie que l'implantation d'une forêt se traduise par une très importante diminution du transport solide, une atténuation des pointes de crues, une régularisation du débit liquide annuel.

Il est à remarquer que le seul barrage-réservoir algérien qui ne s'envase pas, est celui de BENI-BAHDEL, dont le bassin versant est entièrement boisé. Par contre le barrage de l'oued FERGOUG, dont le bassin versant est presque entièrement dénudé, recevait en 22ans plus de 17 500 000 m³ de débris, soit plus de la moitié de sa capacité (30 000 000 de m³), plus 6 000 000 de m³ de vase évacuées au cours de dévasements partiels.

Dans le bassin du DRAC et de la DURANCE, la dégradation spécifique est estimée à 1,5 T pour un terrain sous couvert végétal même en pente, mais elle peut atteindre 450 T sur les terres nues également en pentes.

La végétation intervient également dans le mécanisme de l'évaporation de l'eau : elle empêche toute l'évaporation brutale de l'eau superficielle pompée par les fortes chaleurs atmosphériques de la saison sèche succédant à la saison des pluies en climat semi-aride humide de type méditerranéen. Ce rôle de la végétation a été mis en valeur par les mesures faites à TRANGBOM, en INDOCHINE, dans deux stations situées à 170 m l'une de l'autre, l'une en forêt, la seconde au centre d'une clairière. On a enregistré en moyenne par année pour la période 1933 - 1937 :

	<u>Sous-bois</u>	<u>Clairière</u>
Evaporation nocturne	113,8 mm	161,6 mm
Evaporation diurne	183,7 mm	540,6 mm
Total	297,5 mm	702,2 mm

Le couvert végétal entretient en effet au ras du sol une humidité relative qui diminue considérablement l'évaporation.

Le couvert végétal modifie également très sensiblement l'action du vent qui est très atténué à son contact.

L'efficacité d'une couverture végétale résulte surtout de la protection contre la déshydratation (donc, de la désagrégation) qu'exerce la végétation par l'humidité qu'elle entretient et surtout son influence sur les températures.

Dans les régions tropicales où équatoriales la différence entre un sol de forêt et le même sol dénudé peut dépasser 20° en température. Or lessurchauffements ont deux conséquences désastreuses :

- la désagrégation mécanique par suite de trop grands écarts thermiques.

- la destruction de l'humus par l'action photochimique des radiations solaires et par la trop forte température.

Ainsi dans les régions équatoriales, les terres vierges mises en culture après déforestation perdent en quelques années leurs réserves d'humus. En sol nu, dont la température jusqu'à 5 cm de profondeur dépasse 25°, on a observé des pertes atteignant une tonne par mois, soit 10 % de la quantité initiale en un an. Dans les régions tempérées humides, la perte n'est que de une tonne par an et par hectare.

2.2 Les conséquences du mode d'exploitation

La mise en culture substituée à la végétation naturelle une végétation qui n'assure qu'un très faible degré de couverture.

Ainsi une exploitation intensive ou mal adaptée, non seulement déclenche l'érosion par suppression de la couverture végétale protectrice et régénératrice, mais encore diminue considérablement les capacités de résistance du sol aux processus d'érosion déclenchés :

- destruction de la structure du sol (diminution de la porosité : altération de 50 à 70 %).

- épuisement par des assolements mal combinés ou des cultures trop répétées.

- diminution considérable des possibilités de rétention de l'eau par le sol (conséquences des faits précédents) : diminution allant de 40 à 90 %.

Tels sont les effets généraux de la surexploitation du sol, dont les formes sont :

- la surculture
- le surpâturage

La surculture d'un sol défriché qui tend à faire rendre le maximum à ce sol par une exploitation intense et des cultures répétées sans lui laisser de repos suffisant (jachère) ou assurer une régénération artificielle suffisante (engrais), peut résulter soit d'un souci de spéculation (profit maximum), soit d'un accroissement disproportionné aux possibilités productrices du sol de la densité démographique, par concentration d'une population trop nombreuse sur une superficie restreinte. C'est ce phénomène qui s'est produit en Algérie, sous la pression coloniale : expropriation des bonnes terres, refoulement vers les forêts, etc... Il s'en suivit un défrichement intensif par déboisement.

L'Algérie (Sabara non compris) comptait à l'époque romaine un taux de boisement évalué à 30 %, maintenant il n'est que de 11 % et encore il est moins de 9 % en Oranie.

Le surpâturage qui se définit comme la concentration d'une densité trop forte (ou surcharge) de bétail sur un espace insuffisant entraîne un excès de broutage et de piétinement qui dégrade ce sol et sa couverture végétale. Cette dégradation est encore aggravée par les incendies rendus nécessaires pour le "rajeunissement" des pâturages surexploités qui s'épuisent.

D'autre part la raréfaction de l'herbe à brouter nécessite des déplacements de plus en plus amples et de plus en plus fréquents des troupeaux. D'où diminution du rendement qui incite les pasteurs à accroître encore le nombre de leurs bêtes, ce qui entraîne une nouvelle intensification du surpâturage.

De plus certains animaux sont un véritable fléau pour les arbres. La chèvre est surnommée, à juste titre, "le rasoir du globe".

On ne doit pas oublier non plus les incendies ; d'après la revue "Statistique Agricole" (1967), la superficie des forêts incendiées au cours de 50 années est de 38 500 ha en moyenne. Au cours des 20 dernières années elles ont été évaluées comme suit :

	<u>Maximum</u>	<u>Minimum</u>
1946 à 1955	30 000 ha	7 000 ha
1956 à 1961	200 000 ha	60 000 ha
1962 à 1967	50 000 ha	2 500 ha

II - Conséquences de l'érosion

C'est évidemment d'abord une perte en terre. Le processus habituelle est :

Erosion - Transport - Sédimentation.

Les pertes en terre dans le monde, estimée par FOURNIER:

Europe	84 t/ Km ² /an
Asie	610 t/ Km ² /an
Afrique	715 t/ Km ² /an
Amérique du Nord et Centrale	491 t/ Km ² /an
Amérique du Sud et Antilles	701 t/ Km ² /an
Australie	273 t/ Km ² /an
Pour le Maghreb	220 t/ Km ² /an

II.1 Le transport solide :

Il se produit de diverses manières :

- matériaux en suspension dans l'eau
- matériaux roulés sur le fond (charriage)

1.1 Transport en suspension

Ce sont surtout des argiles-limoneux et des sables fins (de 0 à 200 μ).

On l'exprime à l'aide de la turbidité qui est le rapport du poids moyen annuel par m³ d'eau déplacé (Tu)

Relation entre turbidité (Tu) et dégradation spécifique (Dg)

$$\text{Dégradation spécifique} = \frac{\text{tonnages annuels totaux moyens}}{\text{surfaces réceptives}} \text{ en T/Km}^2/\text{an}$$

$$D_s = \frac{V_b}{S}$$

$$D_s \cdot S = V_b = Q \times 31\,557\,000 \cdot Tu$$

$$Ds = \frac{Q \cdot 31\,557\,000 \cdot Tu}{S}$$

$$q = \frac{Q \cdot 1000}{S}$$

$$Ds = q \cdot 31\,557 \cdot Tu$$

Q = module brute en m³/s

q = module spécifique en l/s/km²

S = surface réceptrice en km²

Vb = tonnages annuels moyens des boues

Tu = turbidité spécifique en kg/m³

une année = 31 557 000 secondes

Le record mondial absolu est détenu par le fleuve KING-HO en CHINE :

Tu = 247 kg/m³ pour un module de 0,92 l/s/km²

Ds = 7171 T/km²

Le Fleuve Jaune a aussi un record : celui du débit solide moyen annuel : 1890 millions de tonnes avec des maxima de 2643,4.10⁶ T et des minima de 0,6867.10⁶ T

En une seule journée d'août 1933 à hauteur de TCHEN-TCHEAU a transité 500.10⁶ T de boues en suspension.

Sa dégradation spécifique pour un bassin de 745 000 km² est de 1800 à 1900 T/km²/an.

Dans les régions tropicales :

Rivières	Tu	q	Ds
Paroma (Andes)	0,140	14	61
Rivière des Perles (Chine)	0,113	25	89
Mahamadi (Inde)	0,670	21,7	458
Damodar (Inde)	2,850	15,85	1421
Kosi (Everest)	0,350	31,40	2820

Dans le bassin de l'Amazonne

$D_s = 400 \text{ à } 450 \text{ T}$ pour $q = 18 \text{ à } 20 \text{ l/s/km}^2$ soit un transport de $2,2 \text{ à } 25 \cdot 10^9 \text{ T}$ (record mondial absolu)

En Europe Centrale et Occidentale

$D_s = 50 \text{ à } 100 \text{ T/km}^2/\text{an}$

En Afrique du Nord, Amérique du Nord et Afrique du Sud on a des turbidités comprises entre $20 \text{ et } 25 \text{ kg/m}^3$.

Algérie : pour Isser à Tablat : $T_u = 20 \text{ kg}$ et un module spécifique $4,4 \text{ l/s/km}^2$.

$D_s = 2 \text{ 777 T/km}^2/\text{an}$

Tunisie :

	T_u	q	D_s
- Oued EL LILL	0,2	17,6	111
- Oued EL RHEZALA	0,5	10,3	162

Ces chiffres témoignent d'une bonne pluviosité et d'un bon couvert végétal.

II.2 La sédimentation dans les retenues

Elle dépend de divers facteurs :

a) Mode d'exploitation

Le comblement est plus rapide dans le cas d'installations hydro-électriques car on a le souci de perdre le moins d'eau possible. On l'emmagasine et elle se dépose.

Les réservoirs pour irrigation sont moins rapidement comblés parce que l'on fait un usage plus rapide des eaux ce qui entraîne l'évacuation d'une grande partie du débit solide en suspension.

b) Configuration des retenues

Les retenues longues et étroites sont moins vite comblées parce qu'elles peuvent faire l'objet de vidanges fréquentes et de chasses efficace assurant un entraînement convenable des matériaux.

Mais c'est surtout la superficie du réservoir qui joue un rôle prédominant.

Pour une même capacité un lac vaste et peu profond se comble plus vite qu'un lac moins étendu mais plus profond.

c) Nature des sédiments déposés

Si la consolidation des dépôts qui dépend de la nature chimique et de la grosseur des matériaux est rapide et volumineuse, il est difficile ensuite de procéder à ces purges efficaces. Au delà d'une certaine quantité des troubles dans le fond de la retenue, il n'est plus possible d'utiliser les courants de densité.

2.1 Exemple de sédimentation de grands barrages

Les rares barrages qui ne s'ensavent pas sont :

- le barrage de ALICANTE (Espagne) qui a 300 ans d'existence et qui est toujours intact grâce aux vidanges totales qui lui sont appliquées.

- le barrage de BAKHADDA (Algérie) construit en 1936, capacité 37.10^6 m^3 , est intact.

- le barrage de BENI-BAHDJEL (Algérie) construit en 1947, capacité 41.10^6 m^3 , dont le bassin versant est entièrement boisé, a un ensablement annuel de 0,2 % du débit solide annuel.

Les barrages ensavés :

En Afrique du Nord

Barrage du HAMIZ, construit en 1879, puis surelevé, capacité 23.10^6 m^3 , était comblé en 1950 à 56 % soit à raison de $200\,000 \text{ m}^3/\text{an}$.

Barrage du KSOB, mis en service en 1939, capacité initiale 12.10^6 m^3 , était comblé en 1950 à 65 % soit $700 \text{ à } 800\,000 \text{ m}^3/\text{an}$.

Barrage de l'oued FODDA, mis en service en 1932, capacité initiale 225.10^6 m^3 , dont le bassin versant est de 800 km^2 ; en 22 ans il y'a eu un comblement de 54.10^6 m^3 : chiffre énorme représentant une perte de l'ordre de $5\,200 \text{ T}/\text{km}^2/\text{an}$, durée de vie probable 60 ans.

Certains barrages sont comblés à 100 % dont la capacité est de l'ordre de 10 à 30.10^6 m^3 , leurs installations fonctionnent au fil de l'eau : barrage de CHEURFAS

- " de FERGOUG
- " de MEURAD
- " de LUCIEN

En Grèce :

Barrage de KIRKINI, capacité 31110^6 m^3 , dont le bassin versant est de $11\,572 \text{ km}^2$ a eu un comblement de 105.10^6 soit $5\,500\,000 \text{ m}^2/\text{an}$.

Les barrages chinois

Barrage en terre de KOUANTING, capacité $2\,270.10^6 \text{ m}^3$, la sédimentation est de $50.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$; les vidanges permettent d'évacuer 15 % du débit solide, donc le transport annuel solide au barrage est de 90.10^6 T , la tranche morte sera comblée d'ici 20 à 30 ans.

Barrage de SANMEN (Province du HUNAN), mis en service en 1961, capacité 36.10^9 m^3 (c'est à dire le 3° du monde après le barrage du Lac MEAD, BOULDER DAM (U.S.A.) sur le COLORADO : volume égal à $37,7.10^9 \text{ m}^3$, et le barrage de KUIBYLEW (URSS)).

Le comblement de SANMEN sera achevé en 50 à 70 ans, les dépôts étant de l'ordre de $700 \text{ à } 800.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Vitesse de Colmatage

Elle traduit mieux l'érodibilité du bassin. C'est le rapport du volume global annuel déposé et de la surface du bassin. Elle s'exprime en $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$.

	Superficie	Vitesse de colmatage
		$\text{m}^3/\text{km}^2/\text{an}$
SAUTET (France)	800	254
STRYMON (Grèce)	11 572	475
CHAMBON (France)	250	500
IABLANICA (Yougoslavie)	2 960	500
SERRE-PENCON (France)	3 600	537
BOULDER DAM (USA)	434 000	562
KOUANTING (Chine)	42 000	1170
SANMEN (Chine)	684 000	1200
Oued FODDA (Algérie)	800	3500

2.2 Méthodes de lutte contre la sédimentation

Il existe deux sortes de méthodes :

-
- Méthodes passives
- Méthodes actives

Méthodes passives

Elle consiste à essayer d'évacuer les apports solides à la retenue

- soit par l'évacuation des matières en suspension par les courants de densité. Cette technique est pratiquée au barrage de IGHIL ENDA sur l'oued AGRIOUN.

- soit par l'extraction mécanique.

Mais ces techniques ne résolvent pas le problème de l'érosion et par conséquent celui du transport.

Méthodes actives

Elles consistent en un contrôle de l'érosion. On agit directement sur le mécanisme érosif.

a) Correction torrentielle

On intervient par l'établissement de petits barrages qui associés à des travaux biologiques atténuent l'érosion. Ces barrages en escaliers sont efficaces contre l'affouillement et l'érosion linéaire (ravins, torrents, etc...).

b) Barrage de sédimentation

Ce sont les débris-dam américains. Ils ont un effet immédiat par rapport au reboisement.

On peut aussi faire des plages artificielles de dépôts. Il faut provoquer au moyen d'épis ou d'autres ouvrages de dérivation des attérissements dans les sections élargies des lits torrentielles ou sur les cônes de déjection. Mais cela oblige à sacrifier des surfaces vouées à la stérilité

c) Banquettes de D.R.S.

Les banquettes alliées au reboisement donnent un résultat tangible et définitif.

d) Restauration des bassins supérieurs

En montagne une végétation forestière et des pâturages sont conseillés.

Reboisement

Il provoque une diminution du ruissellement et une augmentation de l'infiltration donc du débit des sources.

Les formations buissonnières et en premier lieu - le maquis - jouent un rôle important en matière de défense des sols. Ils présentent une résistance extraordinaire dans le bassin méditerranéen à l'érosion et transpirent moins que la forêt.

Regazonnement

Celui-ci n'est valable que si la pente n'est pas excessive.

2° PARTIE

ETUDE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED SIKKAK

I - Présentation

1°) Objet de l'étude

La présente étude a pour objet le bassin hydrographique de l'oued Sikkak, affluent de l'oued Isser, et lui-même affluent de la Tafna.

L'étude a pour but l'élaboration des méthodologies et projet d'intervention à réaliser dans le domaine du bassin versant afin de protéger de l'envasement d'une grande retenue que l'on doit réaliser sur l'oued Sikkak. Ce barrage doit être construit aux alentours de Ain Youcef.

2°) Zone à étudier

a) Coordonnées géographiques

Latitude : de 34° 42' à 35° 10'

Longitude : de 1° 25' à 0° 52' (Greenwich)

b) Surface :

323,27 km²

c) Subdivision administrative

Daïrate : SEBDOU - TLEMCEM - BEN SEKRANE - BENI-SAF

Baladiate : TERNY - TLEMCEM - BEN SEKRANE - AIN YUCEF -
AIN FEZZA

(voir fig. 1)

II - Caractéristiques

1°) Hydrographie

Dans la limite du bassin on a déterminé les affluents de premier ordre et à l'intérieur des sous-bassins les affluents de deuxième ordre.

Réseau hydrographique

Le premier tronçons, le long desquels il y'a un début d'érosion ont été classés selon la méthode de STRAHLER comme thalweg d'ordre "1"

De la confluence de deux thalwegs d'ordre "1" se rattache un thalweg d'ordre "2" ; de la confluence de deux thalwegs d'ordre "2" un d'ordre "3" et ainsi de suite...

On n'a pas de variations d'ordre, si un thalweg d'ordre "1" conflue directement dans un thalweg d'ordre "3" ou dans un d'ordre supérieur, ni si un d'ordre "2" se jette dans un d'ordre "4" etc...

Dans la limite du bassin on a la répartition suivante :

: Bassin principal		: Sous bassins 1° ord			: Sous bassins 2° ord		
:	Surface ha	Nb	Surface	%	Nb	Surface	%
:	SIKKAK 32 327	: 26	: 24 422	: 75,5	: 10	: 4 955	: 15,3
:	:	:	:	:	:	:	:

La différence entre l'aire occupée par les sous-bassins de premier ordre et la surface totale du bassin principal est due aux parties inférieures du bassin principal qui sont directement tributaire du thalweg fondamental.

La surface occupée par ces zones est de 7 905 ha soit 24,5 % de la surface du bassin

Le thalweg principal a une longueur de : 69,800 km et sa pente moyenne est de 1,43 % (voir fig 2)

Le profil du thalweg du Sikkak présente deux sauts de pente

Le premier en aval de Négrier

Le deuxième en aval de Meffrouch

Le profil du Sikkak est divisé en cinq tronçons

1° cote 175 à 350	pente 0,75 %	
2° cote 350 à 550	pente 5,00 %	
3° cote 550 à 650	pente 0,56 %	
4° cote 650 à 1 050	pente 9,53 %	(zone des chutes)
5° cote 1050 à 1200	pente 0,59 %	

Remarque

Le long du Sikkak, le changement continuel des pentes, de faibles à très fortes, caractérise un thalweg très érosif qui dans le tronçon près de l'embouchure évolue vers une phase de compensation entre excavation et dépôt.

Il faut remarquer que la très basse pente que l'on peut relever dans le tronçon de montagne est du au fait que ce tronçon s'arrête dans le barrage de Meffrouch.

2°) Morphologie

2. 1 Hypsométrie

Les cotes maximales et minimales et la dénivellation :

c. mini	c. maxi	dénivellation
175 m	1 480 m	1 305 m

altitude moyenne 700 m

(voir fig. 3)

La répartition par classes de pentes est :

:- Altitude m :	Surface ha :	% du bassin :
: moins de 400 :	7 866 :	24,3 :
: 400-600 :	5 791 :	17,9 :
: 600-800 :	4 424 :	13,7 :
: 800-1000 :	2 718 :	8,4 :
: 1000-1200 :	7 292 :	22,6 :
: plus de 1200 :	4 236 :	13,1 :
: TOTAL :	32 327 :	100,0 :
: :	: :	: :

Si l'on considère que la cote de 800 m comme limite supérieur pour les possibilités agricoles de la zone, on relève que dans le bassin du Sikkak les terrains au-dessous de cette cote représentent 55,9 % de la surface totale du bassin.

Dans la limite du bassin du Sikkak la bande d'altitude des terrains la plus représentée est celle de la cote inférieure à 400 m qui comprend 24,3 % de la surface totale et vient ensuite la bande de terrain placée entre la cote 800 à 1000 m qui intéresse 22,6 % .

On en déduit que le bassin du Sikkak est du type colline de montagne.

2.2 Pentes

voir carte N°1 et fig. 15

On a subdivisé le terrain par classes de pente

La pente moyenne des versants est de 18,05%

Dans la limite du bassin la classe de pente la plus représentée est la II (5-15 %) qui intéresse 13,35 ha soit 41,56 %

Remarques

Les terrains ayant une pente inférieure à 15 % représentent les 39,79 % du bassin versant.

On verra par la suite comment ce paramètre de la pente moyenne a été utilisé pour évaluer le degré d'instabilité du bassin ou de chaque sous-bassin et comment il a été mis en rapport avec la lithologie pour indiquer les indices du phénomène d'instabilité lithomorphologique .

La pente générale du thalweg est basse, la pente moyenne des versants est également basse . Le phénomène érosif est remarquable seulement le long du thalweg sans se propager sur les versants; on verra par la suite comment ce phénomène trouve sa justification, dans les limites du bassin, par la présence de formations solides prépondérantes et par la forme allongée du bassin .

2.3 Exposition

Cette exposition est surtout prépondérante dans les zones d'affleurement des formations marneuses .

Elle est particulièrement importante dans les sous-bassins N°1, N°3 et N°4.

2.3 Géologie et lithologie

3.1 Classification

On observe 3 groupes et 9 sous-groupes

Formations cohérentes :

- a) Calcaires et dolomies du domaine Jurassique
- b) Grés et calcaires du domaine Jurassique
- c) Calcaires marneux du domaine Jurassique

Formations microcohérentes

- d) Travertins, croûtes calcaires
- e) Alluvions terrassées
- f) Alluvions actuelles
- g) Grés fins et alternances post-Jurassique

Formations pseudocohérentes

- h) Alternances gresseuses-argileuses
- i) Terrains pour la plupart marneux avec intercalation gresseuses

(voir fig. 5)

3.2 Description

2.1 Les formations cohérentes

a) Calcaires et dolomies du domaine Jurassique

Les formations de ce groupe affleurent dans toute la zone méridionale du bassin en s'étendant en direction du Nord avec des affleurements limités qui sont situés dans la partie centrale.

Dans ce sous-groupe on a compris les termes les plus compétents de la série calcaire appartenant au domaine Jurassique. Les caractéristiques générales sont représentées par une succession de calcaire sublithographique fin passant en bas à dolomies et calcaires gris et enfin à calcaires fins (à géodes) et dolomies gris-bleu.

Du point de vue hydrogéologique, ces formations sont caractérisées par une porosité intrinsèque (porosité interstitielle) très faible et une perméabilité insuffisante, mais largement compensée par une forte perméabilité due à la fissuration typique qui interesse en forme et en intensité variable toute la formation.

L'évolution pédogénétique tend à s'uniformiser vers celles desterrains calcaires dans le milieu méditerranéen avec passage, par "lithosols" à "rendzina" vers sols rouges méditerranéens et à sols brunis en relation avec la couverture forestière.

Dans tous les cas les sols calcaires n'arrivent pas à des épaisseurs élevées. Ils ne constituent qu'une légère épiderme ; mais en relation avec des zonesplates ou des cuvettes on rejoint les plus grandes valeurs des cumul.

L'aptitude pédogénétique de ces sols provient exclusivement des impuretés résiduelles contenues dans le calcaire qui ont été dissoutes et ravinées par l'eau de pluie et par l'eau tellurique toutes les deux riches en anhydride carbonique.

Le processus de formation autonome du terrain est pourtant très lent et insuffisant, il est contrarié parlesphénomènes érosifs d'origine hydrique et éoliens : phénomènes secondaires d'accumulation par transport et sédimentation qui ont lieu dans les situations orographiques favorables.

De ces considérations on parvient à une très importante déduction : les formationscalcaires dolomitiques, tout en étant géologiquement stables, peuvent être pédologiquement instable dans des conditions particulières de climat et en absence de couvertures végétales valables.

b) Grès et calcaires du domaine Jurassique

Elles affleurent en plusieurs points à la base du Jurassique, présent dans la zone étudiée, et leurs puissances globales n'est pas évaluable puisque la base n'arrive jamais dans la susdite zone.

Dans ce sous-groupe ont été compris les termes inférieurs de la succession stratigraphique du domaine Jurassique : les grès Séquanien avec leurs intercalations calcaires.

Les caractéristiques lithologiques sont ceux d'une masse pour la plupart gréseuses, bien cimentées, ayant souvent des fissures. Les bancs gréseux sont quelquefois intercalés de lits peu épais de marnes brunes passant latéralement à des calcaires bleus à Echinide.

Du point de vue hydrogéologique les formations de ce sous-groupe ont une porosité et une perméabilité assez bonne ; leur perméabilité est essentiellement due à la porosité intersticielle même si une partie modeste estliée au système des fractures qui, quelquefois, interesse la formation.

En ce qui concerne l'évolution pédogénétique, il se développe une association comprenant des "lithosols" et rarement des sols bruns méditerranéens en correspondance avec des couches sédimentaires de plus grande puissance, influencées positivement par le couvert végétal.

c) Calcaires marneux du domaine Jurassique

Dans ce groupe on a compris les termes les plus tendres de la succession jurassique. Ils sont constitués par des marnes grises, blanchâtres en surface, fragmentées, intercalées avec de nombreux lits et bancs de calcaires généralement marneux.

L'évolution pédogénétique est caractérisée par des "lithosols" passant à sols rouges squelettiques dans les zones en pente, plus profonds dans les dépressions locales. Cette aptitude formative du sol dérive du considérable potentiel de l'ensemble sédimentaire marneux capable de créer des quantités énormes de "substances terreuses", qui avec des conditions favorables peuvent s'accumuler en épaisseurs importantes.

Les caractéristiques hydrogéologiques de ces terrains présentent une perméabilité, pour la plupart, due aux fissures, alors que la perméabilité due à la porosité intrinsèque par l'inclusion de marnes se révèle faible.

2.2 Formations microcohérentes

d) Travertins, croûtes calcaires

Ces affleurements sont éparpillés le long de l'étendue du bassin.

Les travertins sont localisés le long des bords de l'oued SiKkak. Les affleurements les plus importants sont à LALLA SETTI.

Les croûtes calcaires intéressent les alluvions anciens et souvent elles sont réduites à une croûte mince partiellement érodée ou emportée par l'oeuvre de l'homme.

Du point de vue lithologique, ces dépôts calcaires d'eau douce présentent une consistance analogue aux grès, mais on les a groupés à part parce qu'ils sont sur des terrains, en général plats, comme couverture aux marnes, alluvions etc...

Les caractéristiques hydrogéologiques et pédogénétiques de ces formations sont semblables à celles des terrains gresseux.

e) Alluvions terrassées

Dans ce sous-groupe on a rassemblé les alluvions terrassées pliocéniques et en général tous les alluvions anciens trouvés à la cote supérieure de celle des cours d'eau actuels.

Elles sont constituées lithologiquement par des sables limoneux-argileux ; à leur base, presque toujours, se trouvent des poudingues peu cimentées.

Du point de vue géopédologique ce sous-groupe forme les "sols alluviaux" qui dans certains cas peuvent arriver à des épaisseurs certaines. Les caractéristiques hydrogéologiques de ces dépôts limoneux-argileux présentent, en général une bonne perméabilité ; les variations locales sont dues à la présence de niveaux cimentés ; les valeurs de la porosité sont en général bonnes.

f) Alluvions actuelles

Ici, on a réuni tous les dépôts alluvionnaires récents, localisés dans les principaux cours d'eau.

Elles sont constituées principalement par des sables limoneux-argileux et de graviers très peu cimentés.

Les caractéristiques hydrogéologiques de ce sous-groupe présentent une perméabilité qui va de bonne, pour les dépôts limoneux sableux, à très bonne pour les dépôts graveleux. La porosité est en général bonne.

g) Grés et alternances post-Jurassique

On a réuni, dans ce sous-groupe, les grés tortoniens, les grés fins oligocéniques et enfin les grés océaniques.

Ce sont lithologiquement des grés cimentés quelquefois par des ciments calcaïques et d'autres fois gréseux sableux.

Les grés tortoniens sont fréquents dans la région de TLEMCEM au-dessous des marnes et à la limite des affleurements jurassiques. Ce sont des grés, en général, solides, mais avec un degré de cimentation variable ; leur couleur est jaune et leur puissance maximale va de 20 à 30 mètres.

Les grés oligocéniques affleurent dans une zone limitée, la région de O. NIMOUN. Ce sont des grés fins en plusieurs banes à stratification quelquefois entrecroisés avec niveaux de poudingues surtout à la base.

Les grés océniques se trouvent dans une zone qui correspond à la confluence des Oueds AMIGUIER et SIKKAK. Ils sont situés sous les marnes hélvétiques et rejoignent une puissance de 50 mètres.

Les caractéristiques hydrogéologiques de ce sous-groupe sont données par une porosité relativement élevée et par conséquent une perméabilité moyenne.

2.3 Formations pseudocohérentes : b) Alternances gréseuses-argileuses

Dans ce sous-groupe on a rassemblé les terrains appartenant au Crétacé et les marnes gypseuses du Trias.

Il s'agit d'alternances gréseuses-argileuses et calcaires-argileuses-marneuses en ce qui concerne le crétacé, et de mélange marneuses-gypseuses associées à des blocs de calcaires coquilliers pour le triassique.

Pour analyser les caractéristiques hydrogéologiques, il faut séparer dans ce groupe les sous-groupes suivants :

- niveaux prévalents argileux-marneux avec des caractéristiques semblables à celles des formations argileuses ayant des valeurs de hautes porosités et faible perméabilité.

- niveaux gréseux-calcaires avec des caractéristiques analogues aux formations gréseuses.

Aussi l'évolution pédogénétique est conditionnée par la variabilité lithologique et morphologique de la formation, pourtant il est possible de relever des associations "régosols" et "lithosols" dans les sols les plus gréseux-calcaires, jusqu'à sols bruns dans les terrains les plus argileux.

i) Terrains pour la plupart marneux avec intercalation gréseuse

Les formations de ce sous-groupe affleurent dans toute la partie Nord, en occupant pour la plupart les fonds de la vallée et les ondulations.

Dans ce sous-groupe on a compris les marnes helvétiennes et les marnes et les grès à lignite.

Ce sont des marnes grises ou bleuâtres, très fines, très pyriteuses, dans les niveaux inférieurs, comprenant de nombreux bancs de grès jaunâtres intercalés qui surtout dans les parties supérieures de la formation rejoignent des puissances de 10 à 20 mètres.

Du point de vue hydrogéologique, ce sous-groupe est caractérisé par des valeurs élevées de la porosité, mais de faible et presque nulle perméabilité. Un mouvement limité des eaux peut-être présent en correspondance avec des niveaux gréseux, mais ils n'influencent pas pour l'extension limitée des affleurements, le comportement général de la formation qui est celui d'une masse le plus souvent argileuse ; comme telle, elle présente une très remarquable capacité d'imbibition, tandis que les possibilités de filtration des eaux en profondeur sont insuffisantes.

Les marnes exposées aux intempéries s'altèrent facilement et s'émiettent en fragments écaillés et après se décalcifient, changent leur couleur originare bleu pâle en couleur jaunâtre et se dissolvent en petites particules de terrains argileux. S'il n'intervient pas de phénomènes organiques évolutifs (formation d'humus) entre les roches marnuses et les bancs argileux, il n'y a pas de grande différence entre eux du point de vue de classification des sols.

L'évolution pédogénétique amène à des "régosols" d'insuffisante puissance productive. Les sols bruns fertils ne sont pas rares en correspondance des substrats ayant des pourcentages gréseux élevés.

2.4 Dégradation des versants

4.1 Comportement des sous-groupes lithologiques à l'égard de l'érodibilité et de la dégradation

a) Sous-groupe lithologique "calcaires et dolomies Jurassiques"

Les phénomènes ébouleux sont limités à des éboulements locaux ou des glissements de niveaux plus compétents sur les niveaux marneux.

b) Sous-groupe lithologique "grés et calcaires jurassiques"

Cette formation présente, en général une faible prédisposition à l'égard de l'érosion et de la dégradation soit du fait de sa nature lithologique, soit par sa morphologie et disposition.

En quelques points pourtant, elle donne lieu à des phénomènes de dégradation caractérisée par des écroulements et glissements en correspondance de niveaux gréseux semi-cohérents ou d'intercalation marneuses pseudocohérentes.

c) Sous-groupe lithologique "calcaires marneux Jurassiques"

Le pourcentage considérable des marnes sur les calcaires de ce sous-groupe entraîne une érosion appréciable ainsi que limitée.

Les phénomènes ébouleux sont limités à des glissements de masses compétentes sur des niveaux marneux.

d) Sous-groupe lithologique "travertins, croûtes calcaires"

Ce groupe présente une érosion modeste. Par la puissance limitée de ses affleurements il est intéressé seulement par de fréquents phénomènes d'écroulement par d'échaussement de la base constituée par un matériel plus tendre.

e) Sous-groupe lithologique "alluvions terrassés"

Ce sous-groupe est peu intéressé par les phénomènes érosifs. Seuls les affleurements le long des bords des plateaux terrassés, qui se trouvent dans des conditions de soutien précaire, présentent des dégradations par écroulement. Cela se produit spécialement en correspondance de niveaux moins cimentés.

f) Sous-groupe lithologique "alluvions actuelles"

Il s'agit de terrains généralement consistants, qui ont, en certains points particuliers, subi l'action des forces érosives d'intensité considérable autant aux pieds des escarpements que le long du cours des thalwegs

g) Sous-groupe "grés et alternances post-jurassiques"

Ce sous-groupe présente une érosion presque nulle. Cependant en correspondance avec des niveaux moins cimentés, on constate des phénomènes d'érosion différentielle avec des éboulements locaux d'écroulement assez conséquents.

h) Sous-groupe "alternances argileuses-gréseuses et calcaires marneux"

Ce sous-groupe par sa variabilité lithologique et par la présence de considérables constituants argileux, se présente particulièrement instable avec des dégradations caractérisées par des écroulements, des glissements et des écoulements.

i) Sous-groupe lithologique "marnes prédominantes et grés"

Les marnes qui appartiennent à ce sous-groupe, après être facilement et intensément érodées, présentent des phénomènes de foisonnement dus à leurs hautes valeurs de plasticité.

Leur variabilité de cohésion, fonction de leur teneur en eau, détermine de fréquents phénomènes de solifluxion jusqu'à de vraies coulées de boue. Tout cela, associé à la défloculation et à l'absence d'une action protectrice des substances isolées, éparpillées et ravinées par des formes erronées d'utilisation du sol, permet que les formations marneuses aient la plus grande prédisposition à l'érodibilité et à la dégradation. Cette prédisposition est aggravée fortement par des facteurs localisés comme l'exposition au Sud, qui détermine une grande insolation et fissuration pendant la saison sèche et une plus grande infiltration pendant la saison de pluie. Il s'en suit que les affleurements marneux, particulièrement ceux exposés au Sud, même situés dans des zones à pentes moyennes, offrent un aspect plus dramatique et désolé avec des éboulements, des écoulements, des phénomènes de calanques et des incision profonde.

4.2 Classification de l'érosion et de la dégradation

Le recensement de tous les phénomènes d'érosion et de dégradation existant dans la zone étudiée a permis de caractériser une typologie précise des formes présentes en permettant, en outre, de donner une classification sur la base des causes de formation et de la manière dont elles se manifestent.

Cette classification tient aussi compte de l'importance et de la gradation du phénomène selon que celui-ci est nul, faible, grave ou très grave.

a) Zones avec érosion nulle

Dans ce groupe on a considéré les zones où les phénomènes érosifs n'existent pas. Ces zones sont situées, en général, dans la partie méridionale du bassin de l'Oued SIKKAK et sur les plateaux de la partie centrale.

La partie méridionale est occupée entièrement par la succession jurassique calcaire-dolomitique. La partie centrale est formée par les plateaux des alluvions phocéniques.

Alors que dans la partie méridionale du bassin versant, la morphologie n'intéresse pas significativement l'apparition de la dégradation; dans la partie centrale des plateaux, les surfaces à érosion nulle sont limitées seulement aux zones ayant une pente inférieure à 15 %.

Que ce soit dans la partie méridionale ou sur les plateaux centraux, la présence de la couverture végétale, surtout forestière, favorise la résistance naturelle des formations présentes à l'érosion et minimise l'action des agents érosifs même sur les versants ayant une pente supérieure à 15 %.

b) Zones avec érosion insignifiantes ou modérées

Dans cette subdivision sont réunies toutes les manifestations des phénomènes érosifs faibles qui peuvent intéresser un versant, soit d'une façon diffuse, soit avec de légers phénomènes de ruissellement caractérisés par des griffes striées et des rigoles parallèles ou divergentes.

Ces manifestations occupent presque exclusivement les versants des zones oligomiocéniques dans la partie septentrionale du bassin, même si d'une manière très faible elles peuvent intéresser les formations jurassiques de la partie méridionale où "l'instabilité pédologique" est plus intense en relation avec des pentes élevées et en absence de forêts.

La morphologie, principalement l'inclinaison, a une grande importance dans la formation des phénomènes érosifs du moment qu'elles sont présentes, en général au-dessus des pentes de 15 %.

L'exposition du versant (du moins dans les marnes oligomiocénique) a aussi une importance primordiale dans la formation des phénomènes érosifs considérés.

Particulièrement dans le domaine marneux aux surfaces caractérisées par ce type de dégradation s'associent des zones à degré d'érosion plus grave qui mettent bien en évidence l'évolution de la dégradation de moins grave (sur lesquelles l'intervention est économiquement et techniquement plus facile) à des types caractérisés par une gravité croissante jusqu'à rendre problématique (soit du point de vue technique, soit du point de vue économique) l'intervention de restauration et de conservation du sol.

c) Zones avec érosion grave (érosion concentrée accélérée sur les versants)

Sous cette dénomination on a compris les parties des versants caractérisées par un degré d'érosion plus élevé que celui des zones citées au § b, mais elles ne sont pas caractérisées par de vraies et propres formes de ravins. De plus, il n'y a pas de véritables phénomènes de solifluxion.

Du point de vue de la description on remarque :

- un approfondissement des stries, des rigoles et des griffes déterminées par des phénomènes de ruissèlement (approfondissement poussé au-delà du sol pédologique jusqu'à à intéresser le substratum rocheux)

- une concentration du phénomène érosif en zones limitées qui ont une morphologie favorable à une évolution ultérieure du phénomène vers une gravité plus élevée ou bien vers les phénomènes considérés au § d.

En comparaison des caractéristiques des zones avec érosion diffuse (voir § b), on remarque une coïncidence avec les surfaces exposées au Sud et dans certains cas une augmentation de la déclivité. Plus que des différences dans les causes des deux types de dégradation on peut parler d'une évolution plus marquée du même phénomène.

d) Zones avec érosion très grave (ravins, phénomènes de solifluxion)

C'est le même type d'érosion considéré au § c, mais ici, il y'a une évolution sur les versants vers des degrés de plus grandes gravités. L'approfondissement des rigoles s'accroît en constituant un paysage de ravin ; le mouvement du matériel se produit uniquement par érosion de certaines particules, mais aussi en masse plus considérable : en général par des phénomènes d'écoulement du sol est de solifluxion. Mais ces derniers n'atteignent jamais de grandes profondeurs, ni des surfaces très étendues (comme dans les coulées terreuses décrites plus loin).

Il s'agit, en définitive, de surfaces avec degré d'érosion très avancé, caractérisé par la présence de ravins, par de nombreux, mais singulièrement peu étendus, écoulement du sol et de solifluxion.

L'extension de ces zones est essentiellement limitée au domaine des marnes oligocènes, ou existe en association avec les types de dégradation des § bet c.

c) Zones avec érosion très grave (érosion du talus)

Ce type de dégradation est localisé sur le talus des cours d'eau principaux; il est associé quelquefois avec un surcreusement du thalweg.

Il s'agit d'un affouillements au pied des talus ; ceci vérifie, dans la limite du phénomène, d'évolution des méandres qui par un excessif surcreusement du thalweg entraîne un attrait conséquent des versants les plus immédiats.

Les formations de ce type de dégradation sont des marnes oligomiocènes et des terrains alluvionnaires dont la consistance est limitée intrinséquement et un angle de friction intérieur faible

Les zones intéressées par le phénomène sont toujours limitées (2 à 3 ha) mais leur importance dans l'aménagement du terrain est considérable. Il s'agit, en effet de zones intéressées par une vitesse d'érosion importante et donc capable de donner lieu à un énorme débit solide. En outre, ces zones, au cas où l'on n'intervient pas, continueront leur évolution rapide jusqu'aux régions limitrophes.

f) Eboulements

Cette dénomination recouvre la chute chaotique de masses rocheuses relativement grandes. Les conditions d'instabilité à l'égard de la force de gravité sont liées au degré de cohésion et au profil limite du talus et enfin au matériel rocheux considéré.

Les facteurs déterminants peuvent être constitués par des phénomènes d'affouillement ou d'infiltration d'eau pendant les périodes très pluvieuses.

Ces surfaces sont remarquablement étendues dans le domaine jurassique. Des phénomènes, en général d'affouillement, existent aussi dans le domaine des marnes oligomiocènes.

En définitive si l'érosion traitée au § b peut donner un transport moyen annuel par hectare de l'ordre d'une douzaine de m³, il n'en est pas de même dans le type d'éboulement, glissement et écoulement qui peuvent entraîner des mouvements de masse rapides relativement important de l'ordre de 20 000 à 25 000 m³/ha.

i) Glissement par pente de couches

Ce sont des glissement de masses importantes de matériels rocheux le long des surfaces de discontinuité. Ces dernières sont généralement jointes au inclinaison des pentes de couches mais on peut aussi l'attribuer à d'autres types de glissement pourvu qu'il préexiste un mouvement (par exemple des surfaces de contact entre formations différentes, des plans de faille etc...)

Les conditions d'instabilité potentielle à l'égard de l'attraction de la force de gravité sont essentiellement jointes à une diminution de la résistance de friction le long des surfaces de discontinuité. Cela peut se produire à la suite d'une variation du degré de cohésion des roches en contact ou à la suite d'une augmentation de la pression piézométrique de l'eau. Dans les deux cas, la cause déterminante est l'infiltration de l'eau, en général à la suite de pluies particulièrement abondantes; autres causes déterminantes: les amplitudes thermiques (action du gel) et l'action des eaux canalisées au pied des versants.

b) Coulée terreuse ou boueuse

Ce sont des phénomènes d'écoulement du sol et de solifluxion. Elles sont diffusées principalement dans le domaine des marnes.

À la différence des zones citées au § d, il ne s'agit pas de zones étendues avec dégradation plus ou moins limitée au manteau superficiel et à la partie superficielle du substrat rocheux; il s'agit au contraire de zones peu étendues de 2ha et de 10 ha pour des zones contiguës (même si quelques fois elles sont étendues le long des lignes de pente maximale des versants) mais qui intéressent une profondeur supérieure à 1 m, allant jusqu'à 2 ou 3 m.

Le passage entre le type de dégradation "superficielle" à un type d'écoulement "profond" est évidemment graduel. Le phénomène se réalise initialement par glissements pour la plupart plastiques, plus ou moins rapide et étendu. Il intéresse d'abord le manteau superficiel des versants constitués en majorité de matériaux argileux ou argileux-marneux. Les modalités de glissement sont fonction évidemment de l'inclinaison des versants, de l'accumulation du matériel en mouvement, des conditions d'attrait de la vallée vers l'amont, de variation de l'angle de friction intérieur et de la cohésion du matériel (principalement en fonction des infiltrations en eau). En général on ne peut pas distinguer la limite entre les marnes les plus superficielles en mouvement et celles plus profondes et plus stables.

En effet on ne peut pas parler de surfaces de glissement, mais de partie de terrains en mouvement par rapport à d'autres, au-dessous plus stables.

Si la quantité d'eau d'imbibition est élevée (à la suite de pluies abondantes) il peut se produire de rapides mouvements de masse boueuse.

Si l'infiltration arrive profondément (particulièrement à la suite de la saison sèche qui a produit des fissures et des fractures dans le terrain) le mouvement concernera une masse toujours plus considérable.

Puisque le comportement mécanique du matériel en mouvement peut être considéré comme celui d'un liquide visqueux et puisque les imbibitions peuvent créer des niveaux à différentes saturations en eau, il en résulte que la masse en mouvement se subdivise en parties, ayant des vitesses différentes, qui se mélangent et se superposent.

On arrive à une morphologie de la partie inférieure des versants, dans le domaine marneux, à un type de surfaces très ondulées.

Cette vision de l'évolution de l'érosion et l'interdépendance des différents types de dégradation a été considérée dans l'étude de l'instabilité de la zone.

Chaque dégradation a sa gravité intrinsèque et une gravité potentielle, liée à l'incidence et à la variation des autres paramètres, caractérise non seulement la dégradation actuelle mais aussi l'instabilité potentielle de toute la région et de ses différentes sous-zones homogènes.

4.3 Distribution des types de dégradation

(voir carte n°2 et fig. 6)

La forme la plus représentée est celle du type "coulées boueuses ou terreuses, suivies par "les zones avec érosion insignifiante ou modérée".

voir aussi fig.

2.5 Couvert végétal

Dans la rédaction d'un plan d'intervention pour la défense et la conservation du sol, l'étude de la couverture végétal revêt une importance considérable du fait de :

- l'influence positive ou négative des cultures sur le transport solide, sur l'humidité du terrain et sur la réserve hydrique.
- l'action des couvertures végétales, non soumises à l'intervention humaine, sur le régime des eaux.

Il est clair que l'action de la couverture végétale varie en fonction d'autres facteurs, telles que la nature lithologique et la pente des terrains.

5.1 Classification du couvert végétal

- A - Arboriculture
- Cm - Couvert mort
- Co - Cultures extensives
- Cfd - Couvert forestier dégradé
- Cfn - Couvert forestier normal
- Ptp - Prairies et terrains de parcours

- L'arboriculture (A) est représentée essentiellement par des vignobles et des oliveraies, et en quantité moindre par des plantations d'agrumes, vergers et mûriers.

Les vignobles sont surtout diffusés dans la zone de TLEMCEM. Les oliveraies sont représentées presque partout sauf dans les zones de montagne.

Les cultures spécialisées occupent une place limitée alors que la culture mixte en acquiert une plus importante. C'est en effet la seule espèce arboricole présente sur les cultures annuelles. Les rangées d'oliviers sont fréquentes le long des limites des propriétés ou délimitent des zones particulières cultivables. C'est une plante qui par son abitus xérophytique caractéristique s'acclimate bien dans la zone étudiée

Dans les zones plates, le long des cours d'eau et dans les points où l'irrigation s'est étendue, existent de florissantes plantations d'agrumes, principalement des orangers.

Les vergers sont présents au Nord de TLEMCEIN, dans la région de S/F-S/F et de NEGRIER.

Les marriers sont présents presque partout. Ils sont d'installation récente et en général ils remplacent les vieux vignobles abandonnés.

- Sous la dénomination de "couvert mort" (Cm) sont rassemblés tous les terrains sur lesquels n'existent aucune végétations ou cultures utilisables. Ces zones ont été rendues nues par l'érosion ou par d'autres formes dégradations ou par des affleurements du substrat rocheux.

Du fait de l'absence d'un minimum de sol agraire, elles ne permettent aucune forme culturale.

- les zones de cultures extensives (Ce) rassemblent des cultures annuelles. Elles sont réparties sur toutes les zones étudiées, même sur des terrains ayant des caractéristiques de pente et de nature lithologique absolument contre-indiquées à ce type d'utilisation agricole.

La justification de leur diffusion provient des conditions sociales et économiques actuelles de la population rurale, répartie sur un vaste territoire, en petits villages loin des voies de communications et qui basent leur alimentation principalement sur les céréales.

En comparant la carte des terrains avec celle du couvert végétal, on remarque tout de suite que les cultures extensives acquièrent une diffusion importante dans les zones où prédominent les marnes. Sur ce substrat, l'installation de l'arboriculture fouragère est rendue difficile sans l'intervention d'améliorations particulières.

Une rotation plus rationnelle des cultures avec une vaste extension de cultures fouragères pourrait contribuer à une amélioration introduite dans la structure et dans la fertilité du terrain et à une réorganisation de ce type de couvert végétal avec des avantages sensibles pour la défense du sol.

- Couvert forestier

En étudiant la région on constate que la surface forestière était considérablement plus étendue. Actuellement la forêt de haute futaie couvre une zone de montagne limitée, et que la surface cultivée de hautes plaines et des vallées a succédé aux formations des forêts plus étendues et de plus vaste et épais maquis de type méditerranéen. Cette régression géographique évidente de la couche forestière est premièrement imputable à des raisons humaines que l'on peut résumer :

- +) Utilisation excessive du sous-sol forestier
- +) Pâturage sauvage et irrationnelle compromettant la rénovation
- +) Déboisement intégral pour installer des cultures agraires
- +) Incessants incendies de forêts

A une réduction de la surface des formations forestières s'est associée, en outre, pour les mêmes motifs cités plus haut une dégradation qualitative de l'association forestière avec des cassures, quelquefois irréversibles, dans les équilibres microclimat - couvert végétal - humus - eau - sols.

Par conséquent du "bois normal" et du "maquis normal" on passe par des phases intermédiaires à des formes de régression inférieure dénomé : "bois ou maquis dégradé".

La définition de "bois ou maquis normal" est fondée sur la structure mesurable du sous-sol défini par :

- +) Une densité optimale (nombre de plants par ha et l'uniformité du couvert.
- +) Par la composition des peuplements végétaux relativement constante et indicative du type de forêts et des conditions de la "station".
- +) La distribution des différentes classes d'âge en fonction du gouvernement et du traitement.
- +) La capacité d'intégration avec le milieu environnant et celle de faire un "renouvellement" dans le temps.

La définition de "dégradation" dérive donc de l'absence ou du détournement plus ou moins marqué de ces conditions.

Avec cette distinction des formations de forêts sont représentées en général par les chênaies (*Quercus suber*) avec faciès à "myrtus" ou à "cytisque", par des sous-sols de chêne-verts (*Quercus ilex*), pur ou mêlés; par association de pins d'Alep (*Pinus halepensis*) de type méditerranéen avec faciès à Romarin; par peuplements endémiques de Thuya (*Callitrix articulata*) purs ou mêlés avec faciès typique à lavande; par reboisement avec "Eucalyptus", pins maritimes, "eupressus" et "acacia".

Le maquis normal est représenté par des associations xéro-philas de "pistachia terebinthus", "euphorbia", dans l'état d'arbuste et arboriscent, mêlés à "*Quercus suber*", "*Quercus ilex*", "Pin d'Alep", "Thuya" en prédominance, dans l'étage dominant accompagnés plus ou moins entièrement par des espèces sous-arbrisseaux et herbacées dans l'étage dominé.

- Prairies et terrains de parcours

Sont compris dans cette dénomination les surfaces utilisées, pour la plupart, en pâturage direct par les animaux (pâturage naturel, clairières herbues, terrains non cultivés).

Pour ces formations végétales, qui recouvre avec un manteau herbeux, le sol, nous avons adopté la distinction en "normal" ou "dégradé" en relation avec les conditions végétatives de la flore de la prairie et du "statut" de plus ou moins fort équilibre existant entre le terrain et les animaux.

Naturellement un excès de pâturage pendant la période d'utilisation et un excès de charge du bétail donne le motif principal de la détérioration caractérisée par des phénomènes de dénudation plus ou moins élevés, associés aux phénomènes de dégradation.

La pression démographique, qui s'est prolongée dans le temps, a été si violente, qu'elle a réduit presque tout le pâturage normal à des surfaces fragmentaires qui ne cessent de reculer dans toute la région et surtout dans celle des moyennes et hautes montagnes.

Dans la steppe, dénudée par une séculaire charge de bétail sauvage, même les limites entre le maquis et la prairie dégradés se brouillent, puisque les deux coexistent, en tant qu'épaves isolées des formations d'arbustes et de prairies.

En général les surfaces de pâturage révèlent une évolution régressive en net contraste avec les exigences économiques et sociales de la population locale.

5.2 Distribution du couvert végétal

(voir carte n° 3 et fig. 7)

5.3 Rapport entre lithologie et couvert végétal

(voir fig. 8)

5.4 Rapport entre altitude et couvert végétal

(voir fig. 9)

Remarques

Quelques unes des observations statistiques reportées ci-dessus confirment des faits connus, comme l'absence d'arboriculture au-delà de certaines altitudes ou la majorité des cultures extensives sur les marnes.

D'autres observations fournissent des indications sur l'état général de l'agriculture de la zone, comme la distribution du couvert mort et du couvert forestier dégradé, dont la constance, mais la présence différente (presque dans toutes les classes d'altitude et presque sur tous les types lithologiques) confirme l'état de dégradation

2.6 Climatologie

6.1 Données disponibles

- pour la pluie

16 stations à l'intérieur des bassins de l'ISSER, AMIGUIER et du SIKK/K.

26 stations au bord de ces bassins

- pour la température

1 station à l'intérieur de ces zones

6 stations au bord de ces bassins

5 évaluations indicatives moyennes pour l'humidité

5 évaluations indicatives moyennes

- pour l'humidité atmosphérique : pas de station
- pour les vents : pas de station
- pour l'insolation : pas de station

6.2 Origine des données

- Service hydrologique d'Algérie
- O.R.S.T.O.M. - Paris
- Météo - Paris
- B.R.G.M. - Paris
- Service Météorologique d'Algérie

et sur les publications suivantes :

- Annuaire hydrologique d'Algérie - différentes années
 - Climat de l'Algérie - par P. Seltser - Unive d'Alger - 1946
 - Bulletin climatologique mensuelle - Météorologie Nationale
- Paris - différentes années.

6.3 Données obtenues

3.1 Données pluviométriques

On a considéré les données de chaque mois pour 42 stations, parmi celles-ci :

- 29 ont fonctionnées(~~en fonction~~) pendant 10 ans au moins
- 16 " " " 20 ans
- 12 " " pendant plus de 30 ans

3.2 Données thermométriques

Une seule station (TLEMCEM) a fonctionné pendant 16 ans et encore les données sont incomplètes.

Deux autres stations (AIN TEMOUCHENT et SIDI-BEL-ABDES) qui sont situées hors des limites de ces bassins ont pu donner des mesures mensuelles pour un certain nombre d'années.

3.3 Données hydrologiques

On ne possède pas de données de base sur le bassin du SIKKAK. Seule une station a fonctionné pendant une période assez longue (depuis 1943) : MEFFROUCHE.

DONNEES		Station de Meffrouche
Surface du bassin versant	km ²	90
Altitude moyenne	m	1230
Précipitation moyenne annuelle	mm	695
Débit moyen annuel	10 ⁶ m ³	18,18
Coefficient de ruissèlement		29,1 %
Débit maximum m/s		470,0

Cette station n'a pas fonctionné régulièrement.

Remarques

Les données pluviométriques obtenues présentent très souvent des erreurs graves dues soit à la graphie, soit à une mauvaise utilisation des appareils d'enregistrement.

Seules les données thermométriques paraissent être exactes.

III - Elaboration

1. Climatologie

1.1 Utilisation des données pluviométriques

(voir fig. 10)

Pluies torrentielles

(voir fig. 11, 12, 13)

1.2 Utilisation des données thermométriques

(voir fig. 14)

1.3 Bilan hydrique

calcul à partir de la méthode de THORNTHWAITE car celle-ci s'adapte bien à la recherche sur les conditions climatiques de zones restreintes dont on ne connaît que les données suffisantes.

Calcul de l'évapotranspiration potentielle en fonction de la température

$$E_p' = 1.6 \frac{(10^t)^a}{I} \cdot c$$

E_p' : évapotranspiration potentielle

t : température moyenne mensuelle

I : indice de chaleur annuel

c : coefficient correctif en fonction de la latitude

a : coefficient exponentiel, fonction de I

pour la répartition sur la zone (voir les figures 15, 16, 17 et 18)

1.4 Interdépendance des facteurs climatiques

Dans l'élaboration du bilan hydrique, on a vu comment les facteurs climatiques sont interdépendants et agissent entre eux.

On verra comment cette considération trouve confirmation aussi dans le calcul de l'ablation solide, et comment la température et les précipitations caractéristiques d'une zone déterminent une "ambiance climatique" bien définie dont les caractéristiques spécifiques ont une influence considérable sur le phénomène d'érosion.

Ce fait a conduit denombreux chercheurs à la recherche de valeurs ou de diagrammes synthétiques capables de caractériser le "climat" (dans des buts généralement géobotaniques), en mettant en corrélation entre eux, d'une façon appropriée les données de la température et des précipitations et en introduisant parfois des données moins communes comme l'humidité spécifique etc...

1.5 Classification climatique

Il existe de nombreuses méthodes parmi lesquelles :

5.1 - Pluviofacteur de Lang. Cet indice permet de distinguer les limites entre végétation formée d'arbres et végétation sans arbre : si l'indice est inférieur à 2 il n'ya pas d'arbre

(voir fig. 19)

5.2 Indice de Emberger (voir fig. 20)

Cet indice est spécialement indiqué pour l'ambiance méditerranéenne. Plus les valeurs sont hautes, plus le climat est humide.

5.3 Classification de Bagnouls et Gaussen

(voir fig. 21)

5.4 Classification phytoclimatique de Pavari

(voir fig. 22)

5.5 Classification de Thornthwaite

Le climat de la zone est du type mésothermique subdivisé en humide sec, semi-aride et aride.

(voir fig. 23)

Remarques

Comme on peut le constater les définitives climatiques que chaque auteur a proposé ne s'accordent pas toujours entre elles, mais il existe pourtant une concordance entre les résultats obtenus par ces différentes méthodes dont on peut déduire des indications à des fins agricoles et forestières.

1.6 Hydrologie

Lacarence en données hydrologiques ne nous a pas permis de recherche approfondie sur les phénomènes hydrologiques qui se manifestent dans le bassin.

La carence la plus importante est celle relative aux données sur les débits de crues. Cette carence, jointe à celle, aussi importante, sur l'intensité maximale de pluie et sur le temps de retour des averses rend difficile une prévision exacte des débits de crues dans les sous-bassins. Pour chaque sous-bassin on a évalué deux paramètres :

- temps de concentration
- débit maximum prévisible

6.1 Temps de concentration

Le manque absolu de données nous a obligé à recourir aux méthodes d'évaluation empirique.

On a utilisé la méthode de GIANDOTTI qui est souvent pratiqué par le Service Hydrologique Algérien.

Cette méthode, parmi tant d'autres, est préférable parce- qu'elle se base essentiellement sur les caractéristiques propres à chaque bassin versant. La formule proposée, avec quelques modifications est :

$$t = \frac{30 \sqrt{S} + 1,5 L}{0,8 \sqrt{h}} \quad \text{avec} \quad \frac{V}{K \cdot i} = \sqrt{h}$$

t : temps de concentration en heures

V : vitesse des eaux (lame d'eau) en m/s

K : hauteur de la lame d'eau

i : pente moyenne des versants

é : coefficient de fluidité

S : surface du sous-bassin versant en km²

L : longueur du thalweg principal en km

h : altitude moyenne du sous-bassin par rapport à l'exutoire en mètre

On a d'abord calculé de la manière suivante : on a tenu compte pour chaque sous-bassin, de la nature et de la surface occupée par chaque type de couvert végétal présent en attribuant à chaque type un k , suivant

<u>type de couvert végétal</u>	<u>coef. k</u>
A arboriculture	10
Ce cultures extensives	15
Cm couvert mort	20
Cfd couvert forestier dégradé	7,5
Cfn Couvert forestier normal	6
Ptp prairies et terrains de parcours	5

Ces valeurs ont été attribuées sur la base d'expériences effectuées sur d'autres bassins différents, mais de caractéristiques identiques.

On trouve :

$$T = 4 \text{ h } 59' 24''$$

6.2 Crues maximales

Méthode de POSSENTI

$$Q_m = A \frac{H S}{L}$$

Q_m : crue maximale absolue en m^3/s

H : Hauteur maximum de pluie journalière en mm

A : coefficient compris entre 700 et 800

L : longueur du thalweg de la rivière en km

S : surface du bassin versant en km^2

(On a adopté pour A la valeur extrême 800)

L'utilisation de cette formule suppose que soit valide la condition de pluie maximale journalière. Elle s'est vérifiée en réalité dans un temps égal à T

On trouve: $437,20 \text{ m}^3/\text{s}$

III.2 Evaluation des degrés d'instabilité actuelle et potentielle

Le but de cette étude est d'évaluer l'état de dégradation du bassin de l'oued SIKK/K et de chercher à connaître le degré d'instabilité potentielle afin de prévoir les interventions nécessaires dans le but de défendre et de restaurer le sol, et par conséquent de préserver la capacité de la retenue projetée.

Le document fondamental pour la réalisation de ce but a été déterminé par l'élaboration d'une carte d'instabilité potentielle

(voir carte n° 4)

2.1 Les deux aspects de la dégradation

L'état de dégradation, dans ses différentes formes, peut se manifester selon deux aspects :

- la dégradation actuelle
- l'instabilité potentielle

Le premier aspect a été déjà étudié dans les paragraphes précédents. Le deuxième aspect a été calculé en partant du premier aspect en corrélation avec d'autres facteurs.

2.2 Critère de base pour la rédaction de la carte de l'instabilité potentielle

L'étude des facteurs climatiques a mis en relief avec suffisamment de clarté le climat de la zone, que l'on peut supposer uniforme malgré les différentes carences de données de base. Le seul paramètre qu'il aurait été utile d'introduire est l'indice d'agressivité.

D'après ces hypothèses, on a considéré que la dégradation des formations lithologiques présentes ne dépend essentiellement que de trois types d'influences :

- la nature lithologique du substratum
- la disposition du substrat
- le couvert végétal

2.3 Schéma constructif de la C.I.P.

On a procédé de la façon suivante :

3.1 Dégradation actuelle

On a pris comme base la carte lithologique (carte n°4)
et la carte de dégradation actuelle (carte n°2)

Cosidérant que les différentes forme de dégradation, relevées dans la zone étudiée, ont une importance différente, à chacune d'elle on a attribué un facteur correctif :

a) Zones avec érosion nulle	0
b) Zones avec érosion insignifiante ou modérée	1
c) Zones avec érosion grave sur les versants	2,5
d) Zones avec érosion très grave (ravins, solifluxion)	2,5
e) Zones avec érosion très grave du talus	2,5
f) Zones avec éboulement	8
g) Glissement par pente de couches	8
h) Coulée terreuse ou boueuse	8

On a alors multiplié la surface occupée par chaque forme de dégradation actuelle, sur chaque type lithologique, par ce coefficient correctif; de la somme des valeurs partielles on obtenu la surface virtuelle occupée par la dégradation actuelle pour chaque type lithologique.

3.2 Indice de dégradation actuelle

Pour chaque type lithologique on adéduit l'indice de dégradation actuelle formationnelle (I.D.A.F) du rapport entre la surface virtuelle dégradée et la surface occupée par ces mêmes types lithologiques:

$$I.D.A.F. = \frac{\text{Surface virtuelle des zones dégradées}}{\text{Surface totale du type lithologique}} \cdot 100$$

3.3 Carte de la prédisposition lithologique à l'instabilité

On constate que les indices I.D.A.F. ainsi obtenus peuvent être subdivisés en trois groupes :

- inférieur à 2
- de 2 à 10
- supérieur à 10

On a donc constaté trois degrés de prédisposition lithologique à l'instabilité :

Instabilité lithologique	I.D.A.F.	Degré de prédisposition
Formations cohérentes solides	< 2	Ø
Formations microcohérentes solides	2	0
Formations microcohérentes instables	2 à 10	I
Formations pseudocohérentes très instables	10	II

Sur la base de ces indices on a tracé une carte appelée carte "de prédisposition lithologique à l'instabilité".

On a fait une distinction entre les formations cohérentes solides (rocheuses) et les formations microcohérentes solides (non rocheuses). On a considéré qu'il était important de mettre en évidence le fait que sur les formations rocheuses (qui doivent être pourtant considérées comme solides géologiquement) il pouvait se manifester une dégradation limitée au sol agraire (sur lequel elles se sont formées) qui s'est formé sur elles.

La classification de la "prédisposition lithologique à l'instabilité" pour les types lithologiques présents est la suivante /

Types lithologiques	Degré de prédisposition: à l'instabilité
Calcaires et dolomies jurassiques	Ø
Grés et calcaires jurassiques	Ø
Calcaires marneux jurassiques	Ø
Travertins - croûtes jurassiques	0
Alluvions terrassées	0
Alluvions actuelles	0
Grés et alternances post-jurassiques	I
Alternances gréseuses-argileuses	II
Marnes prévalentes et grés	II

3.4 Carte de la prédisposition lithomorphologique à l'instabilité

Considérant que le deuxième facteur à prendre en considération pour l'évaluation de l'instabilité potentielle et la pente des terrains, on a utilisé la carte des pentes.

On a superposé la (carte de prédisposition lithologique à l'instabilité) à la carte des pentes

On a considéré :

- qu'un terrain ayant une pente inférieure à 5 % est stable
- qu'un terrain ayant une pente comprise entre 5 % et 15 % maintient son degré de prédisposition lithologique à l'instabilité sans variation.

- qu'un terrain ayant une pente comprise entre 15 % et 30 % augmente d'un degré sa prédisposition lithologique à l'instabilité.

- qu'un terrain ayant une pente supérieure à 30 % augmente de deux degrés sa prédisposition lithologique à l'instabilité.

De la superposition de la carte de prédisposition lithologique à l'instabilité avec les classes de pentes on a obtenu une nouvelle carte : carte de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité sur laquelle on relève des degrés allant de 0 à IV.

3.5 Carte de la détermination de l'instabilité potentielle

Le troisième facteur à prendre en considération étant le couvert végétal, nous avons superposé la carte de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité à la carte du couvert végétal.

On a considéré que :

- un terrain, dans n'importe quelles conditions, de nature lithologique ou de pente, s'il est recouvert de bois ou de maquis normal et stable.
- un terrain recouvert de bois, maquis ou pâturages dégradés mais encore existants ne modifie pas son degré de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité.
- un terrain nu cultivé soit en cultures extensives, soit en arboriculture augmente d'une unité son degré de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité mais sans dépasser le degré IV.
- un terrain à prairies ou à terrain de parcours normal diminue d'une unité son degré de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité mais sans descendre au-dessous du degré 0.

De la superposition de la carte de prédisposition lithomorphologique à l'instabilité et de la carte du couvert végétal, nous avons obtenu la carte de la "détermination de l'instabilité potentielle". On a ainsi déterminé de nouvelles zones auxquelles nous avons attribué des degrés d'instabilité potentielle précis.

3.6 Carte de l'instabilité potentielle

La carte de la "détermination de l'instabilité potentielle" n'étant pas de lecture facile, étant essentiellement un document de travail intermédiaire, on a rédigé une nouvelle carte " la carte de l'Instabilité Potentielle" définitive qui représente la subdivision du territoire étudié en zones de différents degrés d'instabilité potentielle.

Sur cette carte on a seulement reporté la délimitation des zones avec leur degré.

∅ 0.....	nul
I.....	faible
II.....	modéré
III.....	fort
IV.....	très fort

(voir carte n° et fig. 24)

3.7 Calcul des indices du bassin

La carte de l'instabilité potentielle fournit des indications sur les surfaces dont la détermination est basée sur les limites des formations lithologiques et des différentes classes de pente et ainsi que les limites du couvert végétal. Il serait intéressant de connaître pour chaque sous-bassin les éléments qui permettent une évaluation différentielle. Ces éléments sont :

- l'indice d'instabilité actuelle (I.I.A.)
- l'indice d'instabilité potentielle (I.I.P.)

7.1 Calcul de l'I.I.A.

Pour chaque sous-bassin considéré on est parvenu, de la manière suivante, à l'évaluation de l'I.I.A.

a) On a considéré la surface occupée par chaque forme de dégradation.

b) La surface occupée par chaque forme de dégradation existante dans la limite de chaque sous-bassin a été multipliée par le facteur correctif du § III.2.3.1 pour tenir compte de la différence que les diverses formes de dégradation ont entre elles. On a ainsi obtenu la surface virtuelle occupée par chaque forme de dégradation dans chaque sous-bassin.

c) On a fait la somme des surfaces virtuelles occupées par la dégradation dans chaque sous-bassin.

d) On a fait le rapport entre la somme des surfaces virtuelles et la surface totale du bassin.

$$I.I.A. = \frac{\text{Surfaces virtuelles dégradées dans le sous-bassin}}{\text{Surfaces totales du sous-bassin}}$$

Les valeurs que l'on obtient vont de 0 à 8. La valeur maximale (8), jamais obtenue dans les sous-bassins étudiés, indique l'état de totale et grave dégradation du bassin.

7.2 Calcul de l'I.I.P.

Pour ce calcul on procéda de la manière suivante :

a) On a considéré la surface occupée par chaque degré d'instabilité potentielle et sa valeur relative en pourcentage de la surface du bassin.

b) On a multiplié la valeur en % occupée par chaque degré d'I.P. dans le sous-bassin par un facteur correctif analogue à celui utilisé au § III.2.3.1

<u>Degré d'I.P.</u>	<u>Facteur correctif</u>
0	0
I	1
II	2,5
III	4,5
IV	8

c) La somme des valeurs ainsi obtenues a été divisée par 100

$$I.I.P. = \frac{\sum (\% \text{ surface de chaque degré d'I.P.}) \cdot \text{facteur correctif}}{100}$$

100

Les valeurs que l'on obtient vont de 0 à 8. La valeur maximale (8) indique le maximum possible de l'instabilité potentielle entre les sous-bassins considérés.

7.3 Calcul de l'I.P.D.

On remarque que les valeurs de l'I.I.A. et de l'I.I.P. sont comprises entre 0 et 8. Dans l'hypothèse qu'un sous-bassin présente toute sa surface très dégradée la valeur de l'I.I.A. serait égale à celle de l'I.I.P. En réalité dans les limites des zones étudiées ce cas ne se vérifie jamais. Il existe actuellement une dégradation progressive, mais cela est loin d'égaliser la valeur maximale, pour chaque sous-bassin, de l'I.I.P.

Il serait très intéressant de connaître l'état d'évolution de cette progression, soit pour des buts quantitatifs actuels, soit pour un contrôle futur. Ce contrôle qui visera à épurer les variations apportées, tant sur l'état de la dégradation que sur l'instabilité potentielle, par les interventions qui seront réalisées.

Il peut se vérifier en effet, que certaines interventions agissent en provoquant seulement une diminution de l'I.I.P. sans aucune influence sur l'I.I.A., lequel par de mauvaises hypothèses pourrait augmenter.

Un contrôle de ce phénomène fournirait un moyen de jugement sur l'opportunité et sur les résultats de l'aménagement exécuté.

Pour évaluer l'état d'avancement de la dégradation actuelle par rapport à l'instabilité potentielle, on a calculé l'indice de progression de la dégradation (I.P.D.) obtenu par le rapport de I.I.A. sur I.I.P.

$$I.P.D. = \frac{I.I.A.}{I.I.P.} \cdot 100$$

Les valeurs relatives sont en général plutôt basses.

III.3 Débit solide

Le but de ce travail n'est pas seulement de prévoir une systématisation du bassin étudié à des fins de défense et de restauration des sols, mais aussi de protéger de l'envasement une grande retenue que l'on doit réaliser sur l'oued SIKKAK.

Le problème est celui d'étudier les formes et la distribution de la dégradation des versants pour pouvoir en prévoir l'arrêt et parvenir à la restauration du sol à des buts agricoles et forestiers, mais aussi celui d'évaluer, soit quantitativement, soit selon la zone de provenance, le débit solide transporté (aussi bien celui qui se dépose dans les thalwegs des sous-bassins, que celui qui afflue aux thalwegs principaux et qui va menacer de l'envasement la retenue prévue.

3.1 Evaluation de débit solide

Il n'existe pas de méthode rationnelle d'évaluation du débit solide, on peut seulement faire un contrôle dans les stations de jaugeage. N'ayant pas de station il ne nous reste plus que les formules empiriques obtenues par contrôle expérimental.

Entre les formules empiriques connues, nous avons choisi celle de M.S. GAVRILOVIC (1965). C'est celle qui s'adapte le mieux au milieu et aux données en notre possession.

$$W = T \cdot \bar{X} \cdot II \sqrt{Z^3}$$

$$W_t = W \cdot S$$

W : production annuelle moyenne de matériaux solides par érosion sur la surface unitaire exprimée en $m^3/km^2/an$.

W_t : production annuelle moyenne de matériaux solides par érosion sur les sous-bassins exprimée en m^3/an .

T : coefficient de température calculé par la formule :

$$T = \sqrt{\frac{t^{\circ}C}{10} + 0,1}$$

$t^{\circ}\text{C}$: température annuelle moyenne dans le bassin versant, $^{\circ}\text{C}$

\bar{X} : précipitation annuelle moyenne dans le bassin versant,
en mm

S : surface du bassin versant, en km^2 .

\bar{I} : 3, 14159

Z : (élément essentiel de la méthode) coefficient d'érosion relative, calculé d'après :

$$Z = \dots (\dots + \sqrt{P_m})$$

\dots : coefficient qui exprime la valeur de la protection du sol contre l'érosion par la couverture végétale et dont les limites sont comprises entre 0,05 et 1,00;

$\hat{\dots}$: coefficient d'érodibilité du sol, dépendant de la structure lithologique et pédologique du bassin versant, ses valeurs étant comprises dans l'intervalle 0,2 à 2,0

$\check{\dots}$: coefficient qui exprime le type et le degré du processus d'érosion dans le bassin versant, ses valeurs étant comprises entre 0,1 et 1,0

P_m : pente moyenne de la surface du bassin versant

Il est évident qu'il y'a une relation entre cette méthode et celle que nous avons utilisé pour l'évaluation de l'I.D.A.F., l'I.I.A., l'I.I.P. et de l'I.P.D. qui nous ont permis de déterminer les priorités d'intervention.

Pour calculer Z on opère de la manière suivante :

- le coefficient \dots a été calculé en attribuant à chaque type de couverture végétale, présente dans chaque sous-bassin, la valeur de son $\check{\dots}$ spécifique :

On a fait la somme des produits de la surface de chaque type lithologique par son $\%$ spécifique; cette somme a été divisé par la surface totale du sous-bassin.

- Le coefficient β a été calculé en utilisant les valeurs de l'Indice d'Instabilité Actuelle

Les valeurs de l'I.I.A. qui expriment l'état actuel de dégradation d'un sous-bassin ont été subdivisées en groupe et à chaque groupe on a attribué son propre β spécifique

Valeur de I.I.A.	Valeur du facteur
1,00 - 1,50.....	0,35
0,50 - 1,00.....	0,30
0,20 - 0,50.....	0,20
0,10 - 0,20.....	0,10
0,01 - 0,10.....	0,05
0,00.....	0

Après avoir obtenu les valeurs nécessaires, on a calculé d'abord "Z" puis "W" et enfin "W_t".

On trouve, pour le bassin du SIKKAK, les valeurs unitaires d'ablation par unité de surface W ($m^3 / Km^2 / an$), qui vont d'un maximum de 1892,0 à un minimum de 15,3. La valeur moyenne étant de $348,2 m^3 / Km^2 / an$.

Les sous-bassins ayant des valeurs de W supérieures à $1000 m^3 / Km^2 / an$, correspondant à une ablation de 1 mm par an, sont au nombre de 4 pour une superficie de 2504 ha soit 7,75 % de la surface totale du bassin.

Le volume total du débit solide W_t est de $112 563,1 m^3 / an$.

ON a malheureusement très peu de données expérimentales de comparaison.

A la station de MEFFROUCHE les mesures turbidimétriques ont été exécutées pendant six années, de 1955 - 1960. Le débit solide annuel moyen qui en a résulté est de 415,830 tonnes / an, correspondant à $277,220 \text{ m}^3$ / an, avec une dégradation spécifique de $3,08 \text{ m}^3 / \text{Km}^2/\text{an}$.

Pendant plusieurs années on n'a pas eu de débit solide, le phénomène le plus important s'est déroulé dans les premiers jours de décembre 1958, avec 1260 m^3 de débit solide. Pendant les jours précédents il y'a eu des pluies très fortes qui ont provoqué une crue de $99 \text{ m}^3/\text{s}$.

3.2 Débit solide qui menacera la retenue de LIL YUCEF

On doit considérer que la capacité de transport des cours d'eau récepteurs surtout dans leur thalweg, n'est jamais aussi grande que ce que les eaux pourraient emporter de la production entière de matériaux solides érodés. Un certain pourcentage s'en dépose toujours dans les thalwegs à l'amont de l'embouchure, ainsi que dans les élargissements et des atténuations de pente longitudinale du lit.

Les phénomènes de dégradation très graves, éboulements, glissements et coulées boueuses qui provoquent ainsi le mouvement de grande masse de terrain, déterminent seulement des déplacements limités d'un point à un autre du sous-bassin et contribuent en partie minime au transport solide.

Les phénomènes les plus dangereux, pour la quantité de transport solide qu'ils produisent, sont les érosions des thalwegs qui creusent les dépôts alluvionnaires, et les érosions des talus qui provoquent des éboulements d'une grande quantité de terrain à l'intérieur des courants d'eau rapides.

Pour tenir compte des phénomènes de dépôt quel'on peut vérifier le long des thalwegs de toutes les branches latérales du bassin nous utiliserons la formule suivante pour le calcul des facteurs de réduction :

$$K = \frac{P.D. (L + \sum Lx)}{(L + 10,0) S}$$

K : coefficient d'ablation

P : périmètre du bassin versant en km

D : altitude moyenne du bassin versant en km

L : longueur du thaweg du bassin versant en km

Lx : longueur des thawegs de toutes les branches latérales
du cours d'eau en km

S : surface du bassin en km²

Les valeurs que nous avons obtenues sont

AMIGUIER K = 0,376

SIKKAK K = 0,281

L'utilisation de ce coefficient d'ablation permet d'évaluer
le débit solide qui parvient annuellement au réceptient

$$D_s = W_t \cdot K \text{ en m}^3 / \text{an}$$

Pour le SIKKAK et l'AMIGUIER qui doivent alimenter la retenue
de AIN YUCEFF, le volume total annuel du débit solide qui la menace
varie de 83 594,8 m³ /an (40 595,8 + 42 999,1)
à 65 325,6 m³ /an (33 695,4 + 31 630,2).

Les résultats obtenus avec la formule ci-dessus est les résu-
ltats expérimentaux dans des bassins différents de ceux étudiés ici
nous donnent une discordance inférieure à 20 %.

IV - Intervention

IV.1 ⁿ Principe général de lutte contre l'érosion

L'érosion et son accélération sont avant tout une rupture d'équilibre.

Donc le principe de la lutte contre l'érosion est le rétablissement d'un équilibre rationnel. Les conditions d'élaboration d'un équilibre rationnel sont évidemment fonctions des conditions locales (topographie, structure, etc...) et régionales (climat) de développement de l'érosion accélérée.

- D'une part, fixation et conservation du sol, c'est-à-dire, arrêt de l'érosion accélérée là où elle a été déclenchée. Il s'agit d'empêcher d'abord que le sol soit emporté, donc d'empêcher tout ruissellement important.

Le ruissellement sur un versant est généralement freiné par un système de banquettes ou de terrasses. Mais disons tout de suite que si ce système n'est pas accompagné d'un développement végétal continu (gazon) ou d'aménagements cultureux rationnels (cultures alternées et établies en bandes parallèles aux courbes de niveaux), il n'arrête aucun des processus d'érosion. Il faut même les développer dans la même proportion où il a diminué l'écoulement concentré. Dès lors, il n'ya pas arrêt, ni même en général ralentissement de l'érosion, mais simple modification du rapport des différents processus entre eux : l'érosion globale restant pratiquement la même.

- Le second problème est celui de la régénération du sol érodé. Dans un climat d'agressivité donnée et constante, l'érosion accélérée ne peut être résorbée qu'en augmentant la puissance propre de défense du sol contre l'attaque des agents climatiques. Cette puissance est essentiellement fonction de la protection et de la régénération assurées par le couvert végétal naturel. Si la régénération de ce couvert végétal est impossible, la suppression de l'altération physico-chimique et de la désagrégation mécanique du sol, déclenchées par la destruction de la végétation, dépend donc de l'intervention des nouveaux facteurs de protection et de régénération du sol. Ces nouveaux facteurs peuvent être de deux ordres:

+ Nouveau couvert végétal assurant une protection égale ou supérieure au couvert végétal.

+ Traitement rationnel du sol accroissant sa cohésion, sa porosité et sa stabilité, en un mot, diminuant son "érosivité".

Ainsi, conservation et régénération du sol sont inséparables : l'ablation du sol n'est empêchée que si l'alteration et la désagrégation de ce sol sont freinées ou supprimées.

En résumé l'élaboration d'un équilibre rationnel se présente en trois phases imbriquées :

- Régularisation du phénomène par fractionnement des écoulements et des ruissellements trop violents. Il n'y a à ce stade, ni atténuation, ni ralentissement notables de l'érosion accélérée, mais établissement des conditions d'une stabilisation du sol.

- Stabilisation du sol érodé par engazonnement aux façons culturales rationnelles permettant sa conservation et sa régénération en atténuant son alteration et sa désagrégation physico-chimiques et mécaniques d'où diminution de l'ablation.

- Reconstitution de l'équilibre primitif par l'intermédiaire de la végétation naturelle primitive dont la reconstitution a été permise par la régénération et la stabilisation du sol, ou d'une autre végétation, ou d'une économie rationnellement adaptée aux conditions du climat.

14.2 Intervention dans le bassin versant du SIKKAK

A l'aide de l'étude précédente nous avons déterminé les zones érodées actuellement.

Nous allons établir, d'après le principe du § précédent les modalités d'intervention sur ce bassin.

2.1 Modalités d'intervention

L'ordre dans lequel nous interviendrons sera le suivant ;

- Zones érodées actuellement, pour arrêter l'érosion en cours et permettre la stabilisation et la reconstitution du sol. Toutes ces zones devront être mises en déjeun quelque soit leur situation géographique et les répercussions sociales qu'elles peuvent entraîner.

- Zones à instabilité potentielle très forte (IV) et forte (III) pour éviter l'accélération et la propagation de l'érosion sur ces zones.

- Zones à instabilité modeste ou faible

+ dans les zones cultivées

+ dans les zones de montagne

2.1.1 Zones érodées actuellement

a) Coulées terreuses ou boueuses

Pour empêcher ces coulées on devra creuser des tranchées, captant l'eau, jusqu'au sous-sol et qui seront comblées à l'aide de pierres sèches ou de gabions. Le colmatage de ces drains sera évité en interposant un filtre de sable entre la pierre et la terre.

Ces tranchées devront être (~~obligatoirement~~) établies dans le sens de la plus grande pente. On utilisera les oueds ou les chabet pour exutoires.

Un reboisement intensif avec des espèces à raciner profondes devra-être obligatoirement constitué.

Ces plantations feront l'objet d'une attention soutenue pendant une période minimum de 5ans.

On devra d'ailleurs reboiser tous les ans pendant une période de 3 ans.

b) Glissement par pente de couches

On devra au maximum éviter l'infiltration des eaux. Pour cela on produira des dérayures, suivant la ligne de plus grande pente, qui pourront drainer l'eau vers les exutoires naturels voisins.

Ces dérayures ne devront pas aller directement vers le bas de la pente, mais être interrompues tous les 30 m par une dérayure de pente longitudinale de 1 %. On prendra soin de consolider la zone de raccordement entre la partie en pente forte et celle de pente 1 %.

Un reboisement intensif avec des espèces à racines profondes sera aussi constitué. Ces zones feront aussi l'objet d'une mise en défens et d'une surveillance accrues.

c) Eboulements

On construira des murs de soutènement, étagés, en pierres ou en béton .

On établira sur les étages ainsi constitués des plantations arbustives.

d) Zones avec érosion très grave du talus

Dans la partie de montagne, jusqu'aux chutes (environs de TLEMCEM), on fera un emploi systématique de la végétation arbustive en nature de taillis car celle-ci évite les risques d'embâcles.

Ce type de végétation sera employé aussi dans toutes les zones où il y'a risques de glissement par sapement du pied de talus.

A partir des alentours de NEGRIER on construira des digues en enrochements pour calibrer et protéger les berges. Dans les méandres on mettra en place un système d'épis dirigé vers l'aval pour dévier le courant et permettre le dépôt des alluvions dans ces zones.

Toutes les zones de confluence devront être aussi aménagées, l'angle de confluence devant être ramené à 30°.

e) Zones avec érosion très grave (ravins, solifluxion)

Les ravins peu profonds seront comblés à la pelle et à la pioche.

Sur les ravins profonds on élèvera de petits barrages en pierres sèches tous les 25 à 30 m. Ainsi le comblement du ravin sera effectué par le déplacement des matériaux eux-mêmes. La pente sera réduite ce qui entraînera une réduction de la vitesse de ruissellement.

On reboisera les bords du ravin, puis lorsque les travaux de comblement seront achevés on reboisera le ravin lui-même.

On installera principalement une végétation arbustive.

f) Zones avec érosion très grave par creusement sur les versants.

On devra d'abord combler toutes les rigolles et griffes à la pelle et à la pioche.

Ensuite on installera un réseau de banquettes courtes (200 m maximum). Ces banquettes auront une pente longitudinale de 1 % pour permettre l'écoulement des eaux vers des exutoires naturels ou artificiels. Ces zones étant presque toutes situées aux alentours immédiats des chabets, ceux-ci serviront d'exutoire.

On choisira le profil de banquettes en V^e car ces zones sont situées sur des marnes et souvent en forte déclivité.

Sur le bourrelet de la banquette on installera des plantations forestières.

g) Zones avec érosion insignifiante ou modérée

Ces zones étant susceptibles de subir une aggravation du phénomène érosif devront être protégées à l'aide d'un ~~mais~~ réseau de banquettes.

On choisira les banquettes à profil en V^e. La longueur de la banquette ne devra pas excéder 400 m avec une pente longitudinale de 1 %.

Un reboisement intégral du bourrelet de la banquette sera effectué avec des espèces à vocation productive.

1.2 Zones à instabilité potentielle très forte (IV) et forte (III)

Ces zones sont principalement situées sur les marnes, donc il faudra éviter au maximum l'infiltration de l'eau. Elles concernent principalement 4 sous-bassins : le n° 1, 2, 3, 4.

Aménagement sur les versants

On installera un réseau de banquettes à profil en V^e. La longueur de la banquette sera de 400 m au maximum avec une pente longitudinale de 1 %, pour favoriser l'écoulement par rapport à l'infiltration car ces zones sont souvent en forte déclivité et sur des terrains marneux.

Dans les zones éloignées des chabet on utilisera des canaux d'écoulement. Ces canaux doivent être protégés par une épaisse couche de gazon et tracés de façon qu'il n'y ait pas de vitesse excessive.

Sur les bourrelets des banquettes on devra installer des cultures arboricoles.

Correction torrentielle

Surtout dans les 4 sous-bassins les plus instables, tous les chabet et oueds devront avoir leur pente atténuée à 1 %. Pour cela on construira de petits barrages en pierres sèches de 2 M de haut environ, espacés de 20 à 30 m selon leur pente primitive.

Le long de tous ces cours d'eau une végétation arbustive sera obligatoirement implantée.

1.3 Zones à instabilité modérée ou faible

Dans ces zones seules de meilleures façons culturales peuvent prévenir toute accélération ou déclenchement de l'érosion.

Dans la plaine de HENNAYA une extension de l'arboriculture peut permettre une meilleure protection.

Toutes les zones à couvert forestier dégradé devront être restaurées. Les flots éparpillés dans toute la zone septentrionale et centrale devront être étendues.

Dans les zones de montagne, un reboisement intégral sera appliqué. L'extension de ce reboisement devra atteindre la ville de TLEMCEN.

Dans les zones de prairies et terrains de parcours, on devra d'abord restaurer toute la végétation. On évitera autant que possible une trop grande charge de bétail, et surtout empêcher les bêtes de s'approcher des zones boisées. Pour permettre le repos des pâturages on essaiera de nourrir le bétail le plus possible avec des fourrages dans des étables ou bergeries.

Conclusion

La plupart des barrages algériens révèlent des taux d'envasement importants . Cela est dû en grande partie à un mépris total du phénomène d'érosion.

Dans la conception de la majorité des barrages établis on a rarement prévu des méthodes de lutte préventive, mais seulement des méthodes curatives. Il est pourtant évident que l'extraction des vases ne peut être qu'un pis-aller ; ce n'est qu'une solution permettant de maintenir le statu quo. On se retrouve dans la situation d'un homme qui naviguerait dans une barque ayant une voie d'eau ; cet homme, au lieu de tenter de combler la voie d'eau, essaierait de vider l'eau de la barque à l'aide d'un godet. Il n'est pas possible de continuer ces méthodes de lutte indéfiniment ; de plus les phénomènes d'érosion, dans certains bassins versants, s'accroissent à un rythme considérable.

Prenons pour exemple le barrage de l'oued FERGOUG :

La capacité initiale lors de sa mise en eau en 1868 était de 30 000 000 m³.

La première évaluation de l'envasement fut faite en 1875, l'apport annuel moyen s'élevait à 188 666 m³ de débris.

De 1874 à 1885 l'apport annuel moyen dépassait 500 000 m³. Le barrage est emporté en 1881.

De 1885 à 1895, environ 8 000 000 m³ de vases se déposent, soit un apport annuel moyen de 800 000 m³. On constate donc que les moyens mécaniques doivent aussi suivre cette augmentation de l'érosion. On pratique, aussi en Algérie, la surélévation des barrages, mais là aussi on ne fait que retarder l'échéance.

Il vient donc, logiquement, que la seule méthode efficace et définitive pour diminuer ou même enrayer totalement la sédimentation dans les retenues, est de s'attaquer directement aux causes de l'érosion.

Ce n'est que par un reboisement adapté, l'emploi systématique de la petite hydraulique, (correction torrentielle, dérivations, etc...) et de meilleures façons culturales que l'on peut obtenir des résultats tangibles.

Evidemment le coût de ces ouvrages s'ajoute au coût du barrage, mais ces ouvrages n'ont pas seulement comme avantages la préservation de la capacité des retenues (ce qui serait déjà suffisant) mais aussi un gain de terre pour l'agriculture.

L'aménagement de bassins versants demande aussi que l'entretien de ces ouvrages soit effectué régulièrement.

Tout aménagement devra faire l'objet préalablement d'une propagande auprès des paysans locaux. Ce n'est que par ^{un} intérêt de ceux-ci à ces travaux que l'aménagement aura des chances de réussite.

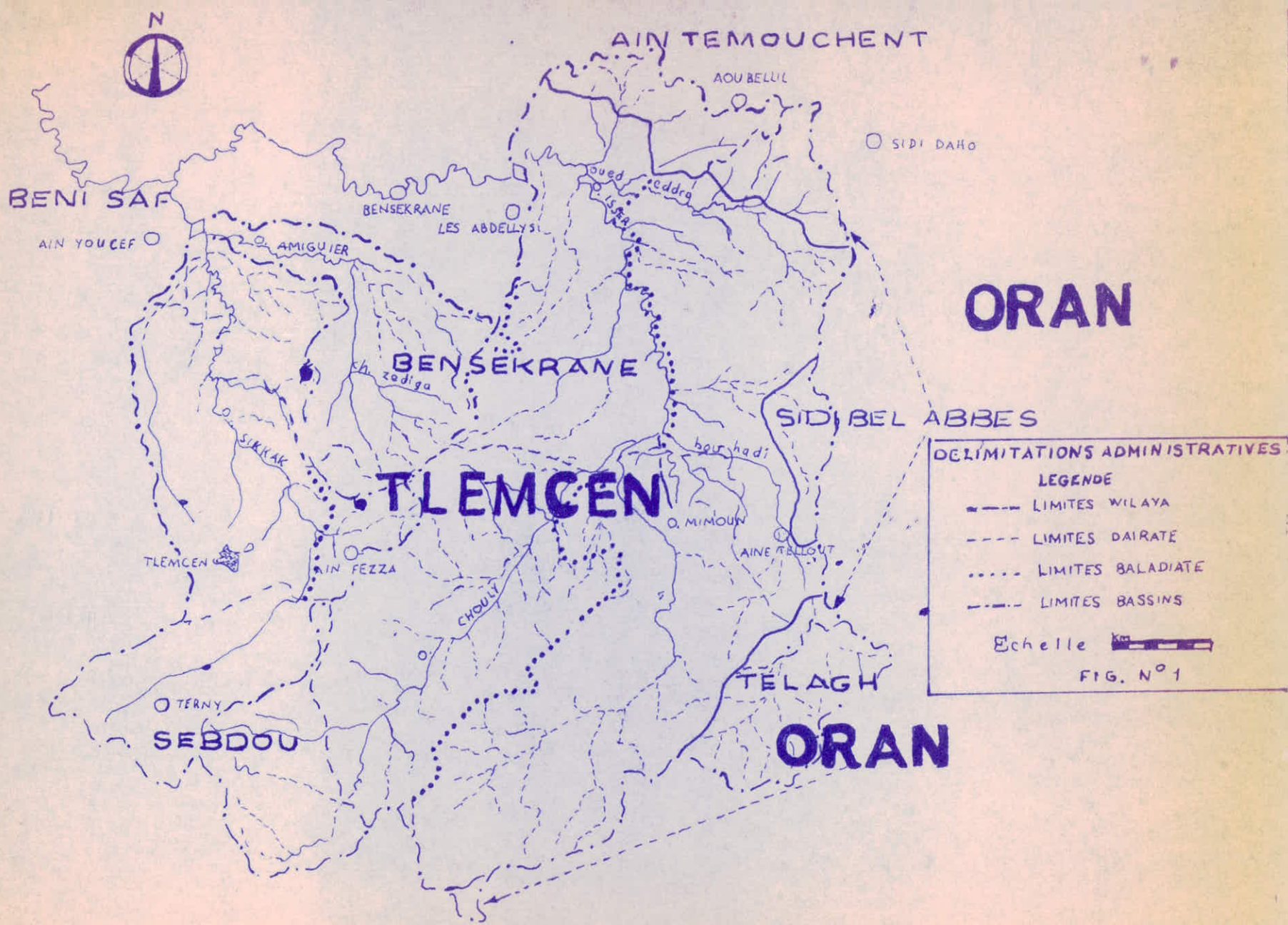
Le cas du service de D.R.S. est typique : cet organisme n'a traité, de 1946 à 1967, que 193 000 ha. Mais plus grave que ce bilan de nombreuses surfaces traitées subissent de nouveau une érosion catastrophique, moins du fait de la mauvaise implantation des réseaux de banquettes que du mauvais entretien qui n'a pas été assuré par les agriculteurs. Ces derniers les ont parfois même démolis quand ils apparaissaient comme une gêne intolérable pour l'exploitation agricole ou pastorale.

La cause essentielle de cet échec réside dans le fait suivant : la D.R.S. n'a pas pu s'intégrer à l'économie agraire des régions intéressées ; elle y est apparue comme un corps étranger, une initiative de l'Administration commandant des aménagements qui échappaient aux préoccupations immédiates des exploitants agricoles.

Le problème de tout aménagement est donc d'intégrer les exploitants agricoles à ces travaux et à leur entretien. Sans le concours des principaux intéressés, l'aménagement et la rénovation des sols en Algérie ne pourra pas atteindre l'ampleur et le rythme nécessaires pour traiter en priorité les 1 500 000 ha dégradés afin de protéger la capacité des principaux barrages et les périmètres irrigables.

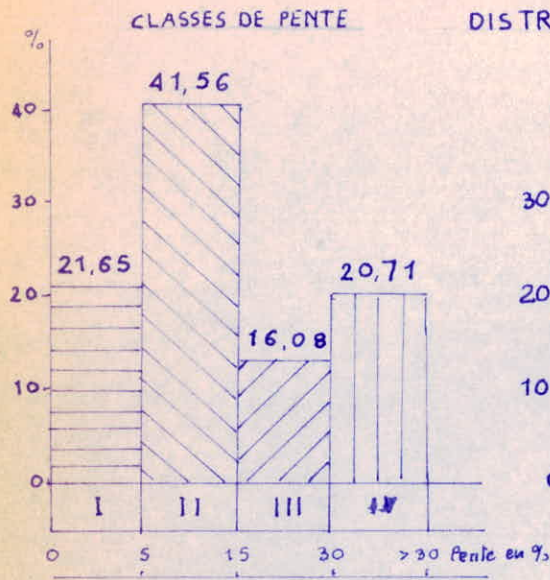
BIBLIOGRAPHIE

- BENCHETRIT . M. (1972) L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie. -P.U.F. Paris
- FOURNIER . F. (1960) Erosion et Climat. - P.U.F. Paris
- HEUSCH B. (1970) L'érosion du Pré-Rif . - Annales de la Recherche Forestière au Maroc ; Tome 12 édité en 1972
- HEUSCH R. (1971) Estimation et Contrôle de l'érosion hydraulique. - Société des Sciences Naturelles et Physique du Maroc
- MESSINES J. (1960) Etude du débit solide et de la sédimentation des grands barrages. - Compte rendu du Colloque de Téhéran, U.N.E.S.C.O.
- SACCARDY L. (1950) Notes sur le calcul des banquettes de restauration des sols. - Terre et Eaux n° 11. Alger
- Revue STATISTIQUE AGRICOLE (1967) n° 7. Ministère de l'Agriculture et de la Réforme Agraire.

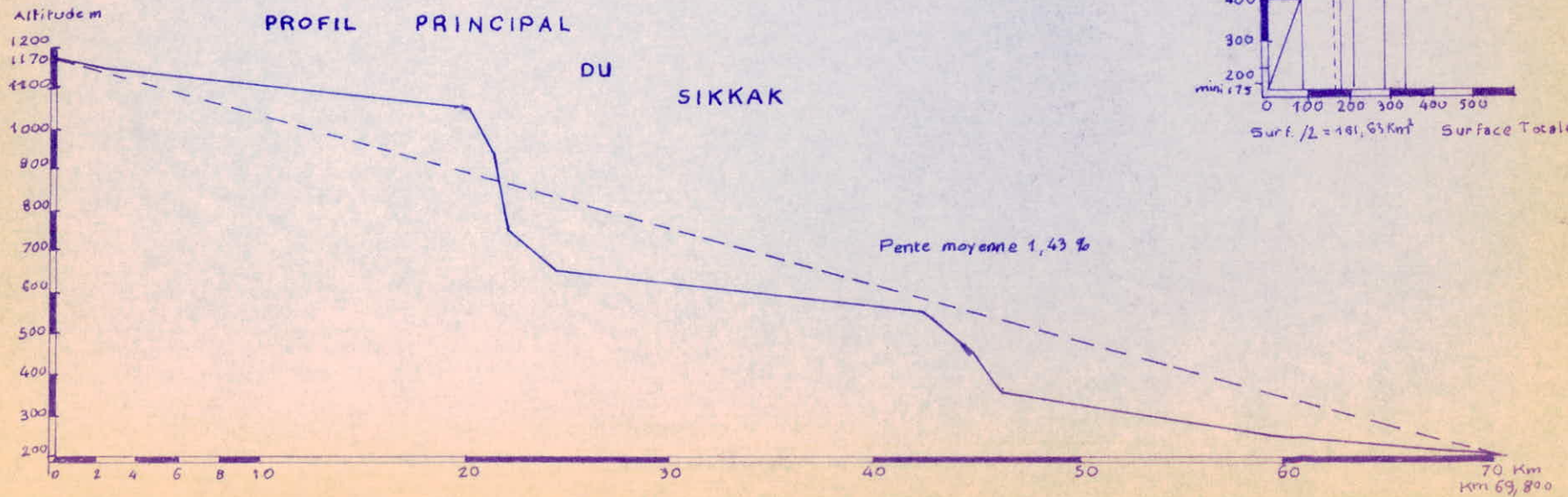
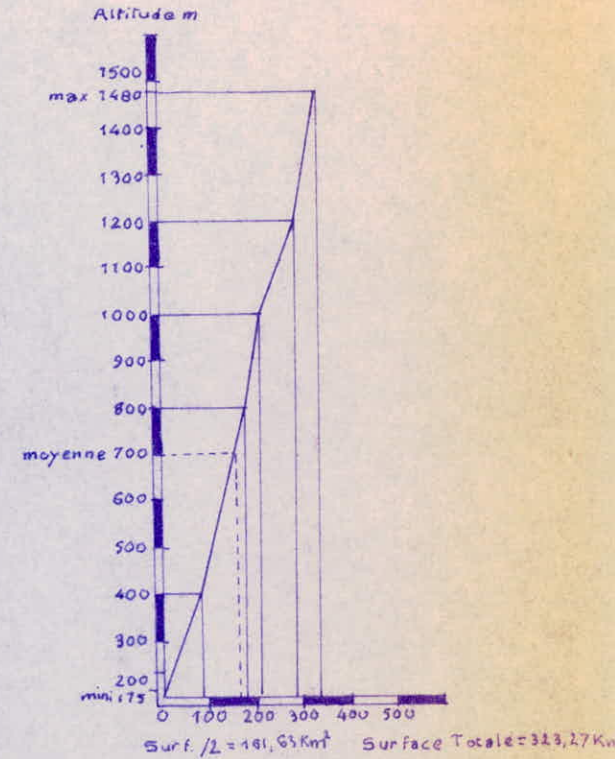
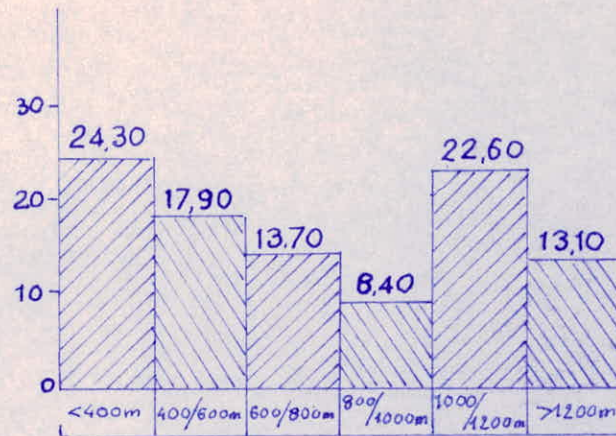


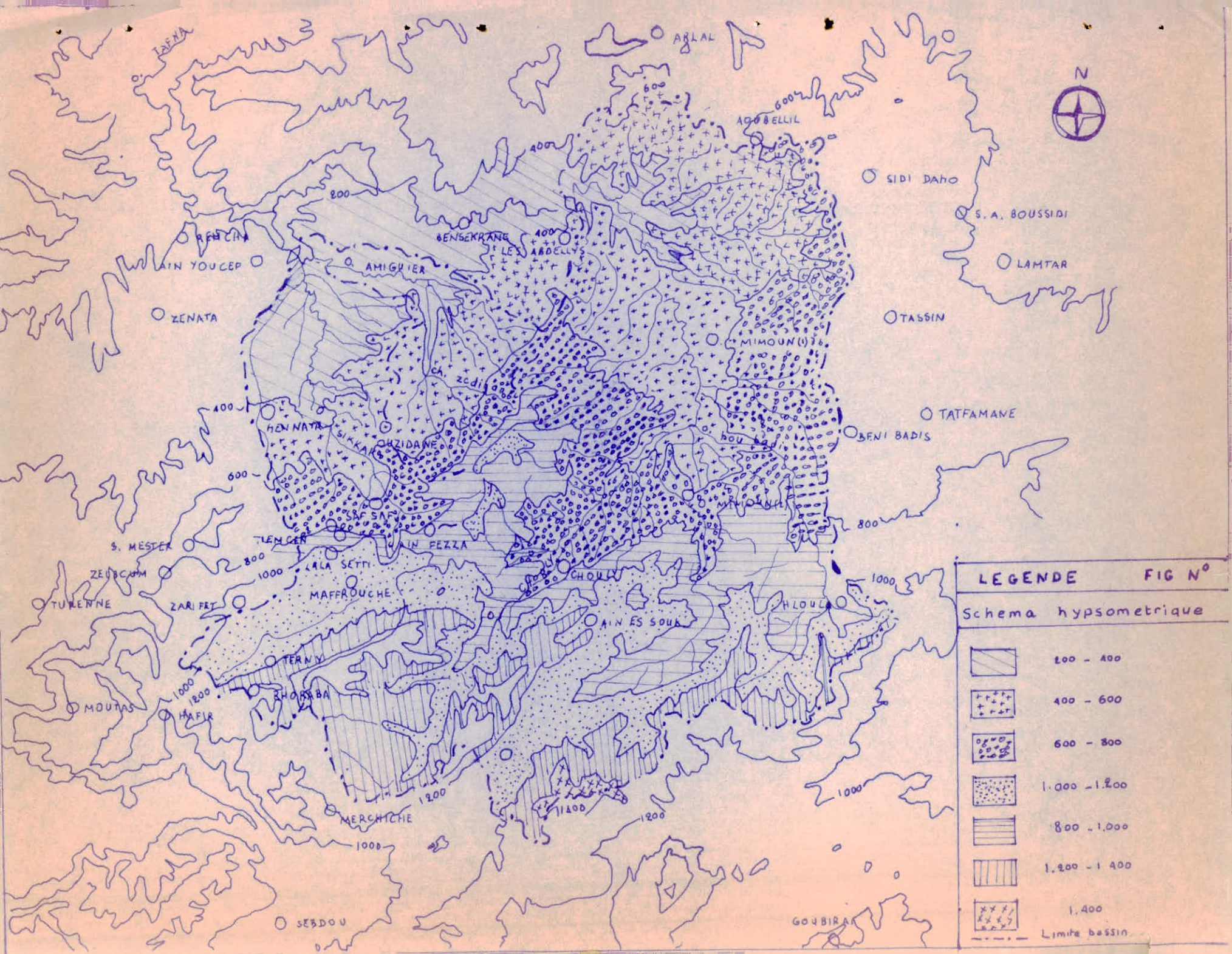
DISTRIBUTION PAR

COURBE HYSOMETRIQUE



DISTRIBUTION DE L'ALTITUDE

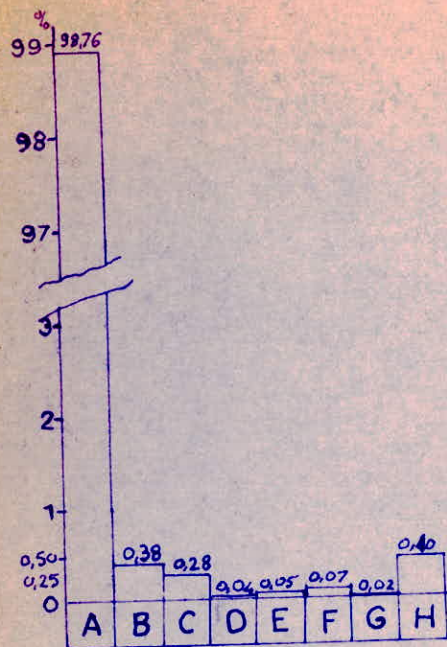




LEGENDE FIG N°

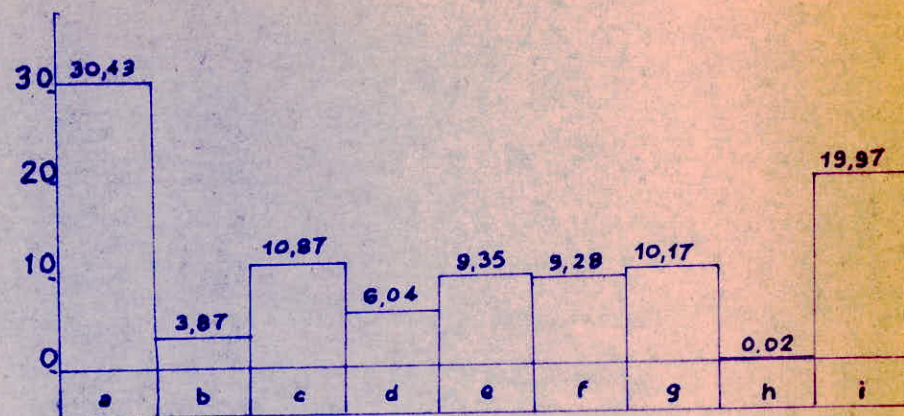
Schema hypsometrique

	200 - 400
	400 - 600
	600 - 800
	1.000 - 1.200
	800 - 1.000
	1.200 - 1.400
	1.400
	Limite bassin



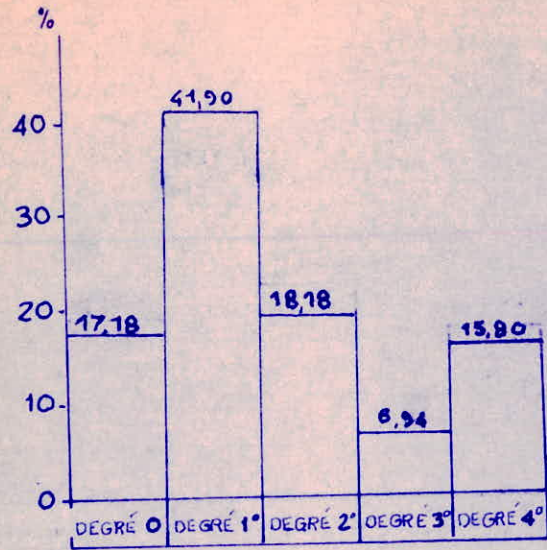
DISTRIBUTION DES TYPES D'ÉROSION

- A Zones avec érosion nulle
- B Zones avec érosion insignifiante ou modérée
- C Zones avec érosion grave sur les versants
- D Zones avec érosion très grave (ravins, solifluxion)
- E Zones avec érosion très grave du talus
- F Éboulements
- G Glissement par pente de couches
- H Coulée terreuse ou boueuse

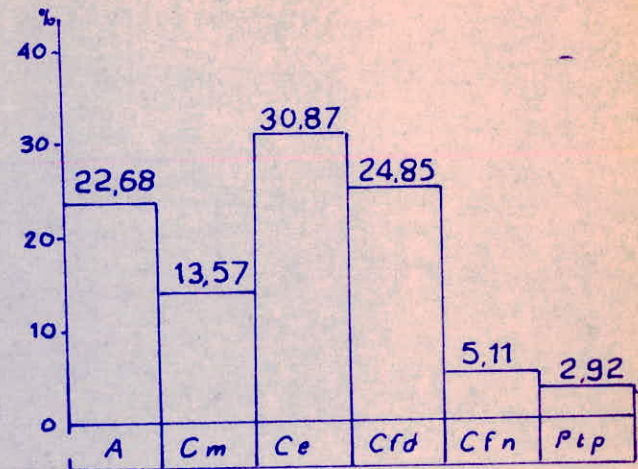


REPARTITION DES TYPES LITHOLOGIQUES

- a Calcaires et dolomies Jurassiques
- b Grès et calcaires Jurassiques
- c Calcaires marneux Jurassiques
- d Travertins, Craïtes calcaires
- e Alluvions terrassées
- f Alluvions actuelles
- g Grès et alternances post-Jurassiques
- h Alternances gréseuses-argileuses et calcaires-marneux
- i Marnes pravalentes et Grès



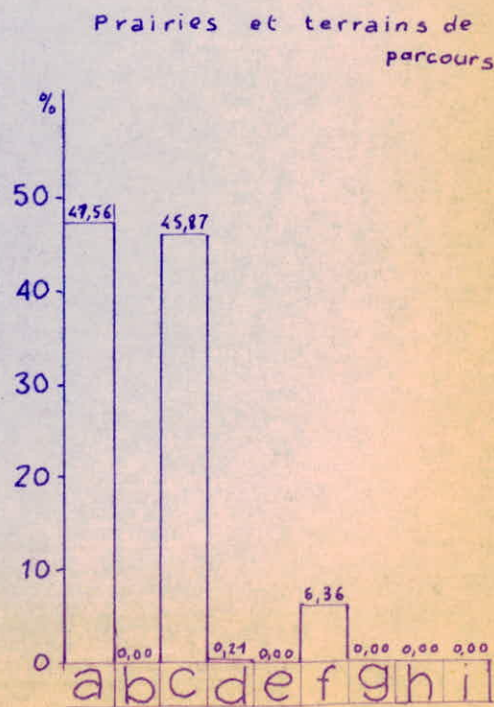
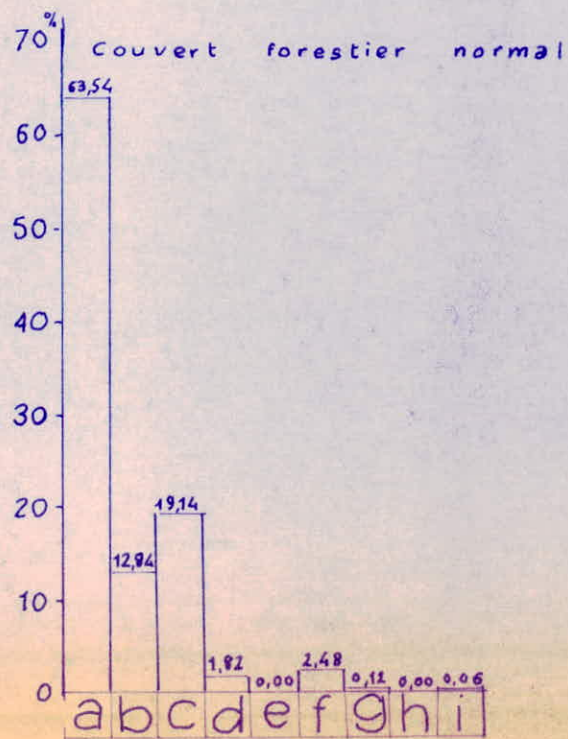
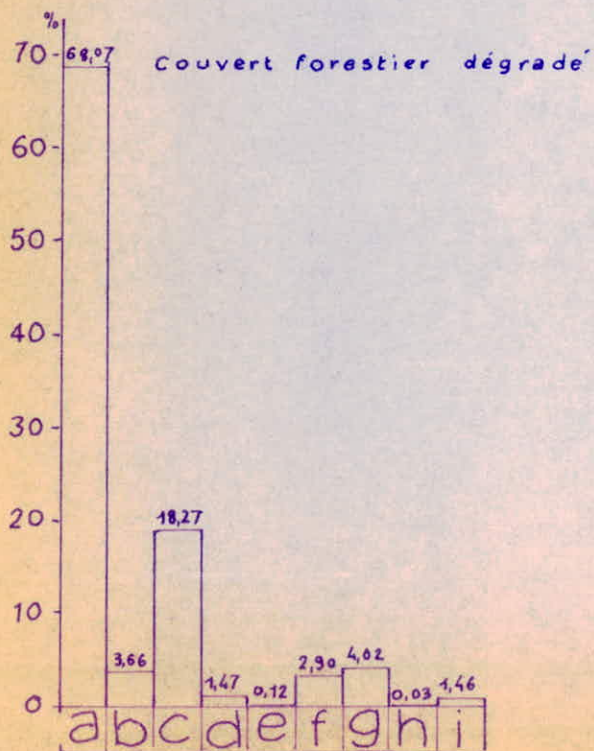
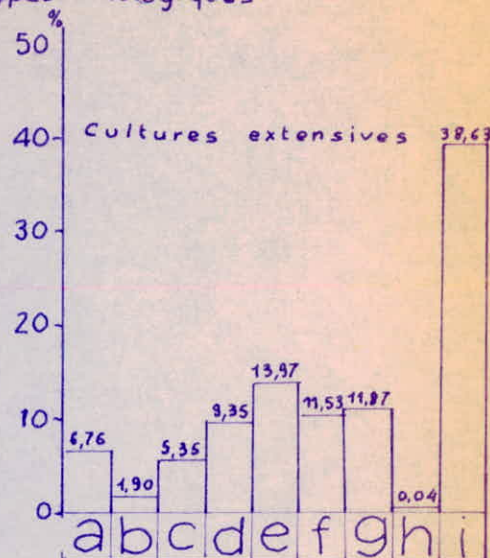
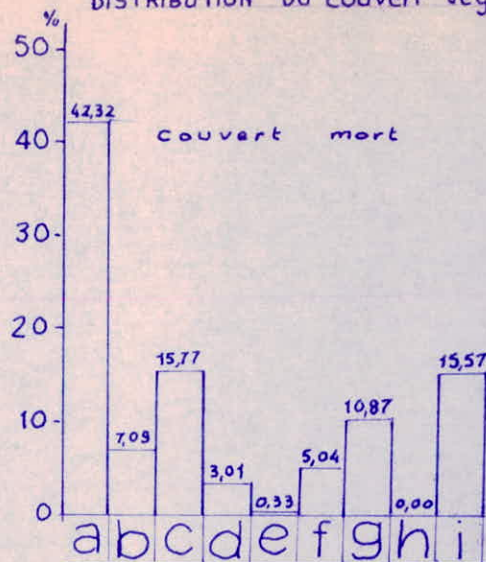
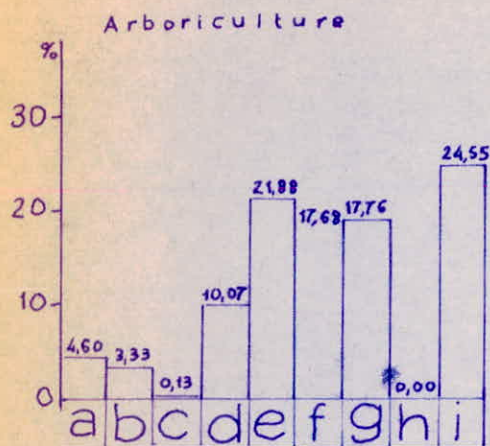
DISTRIBUTION DE L'INSTABILITE POTENTIELLE



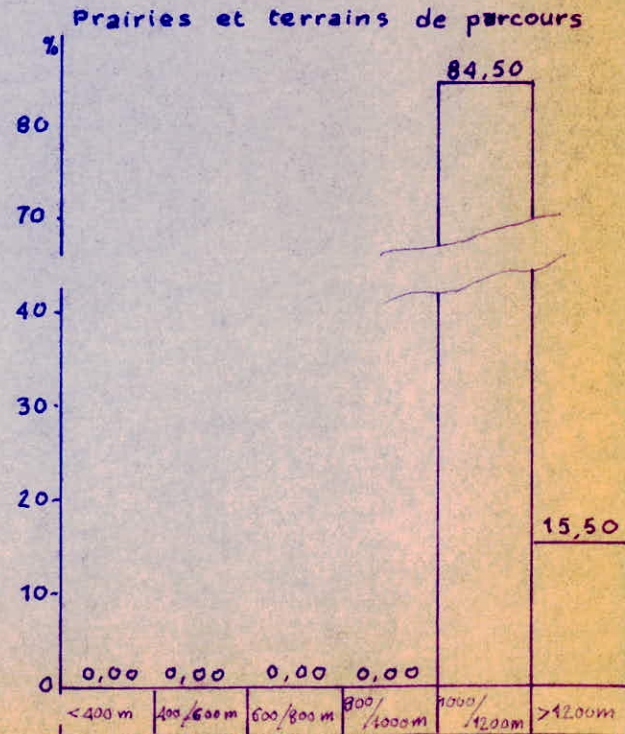
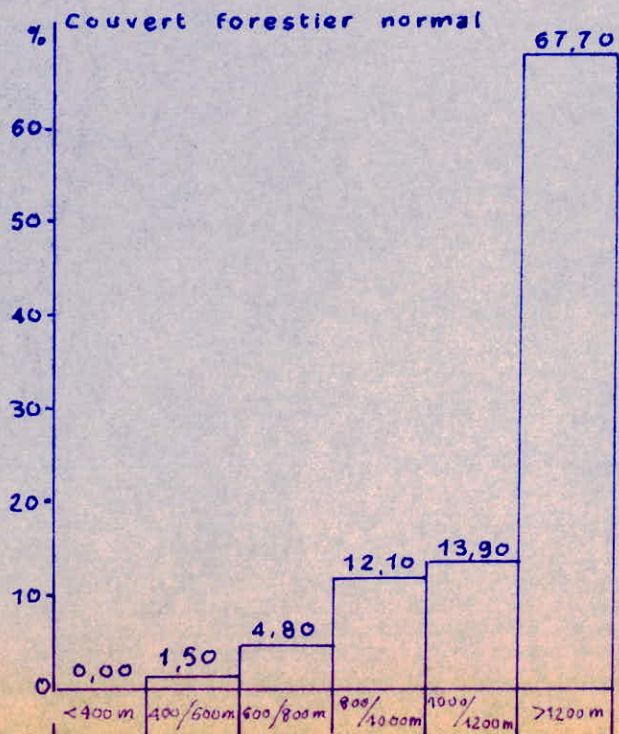
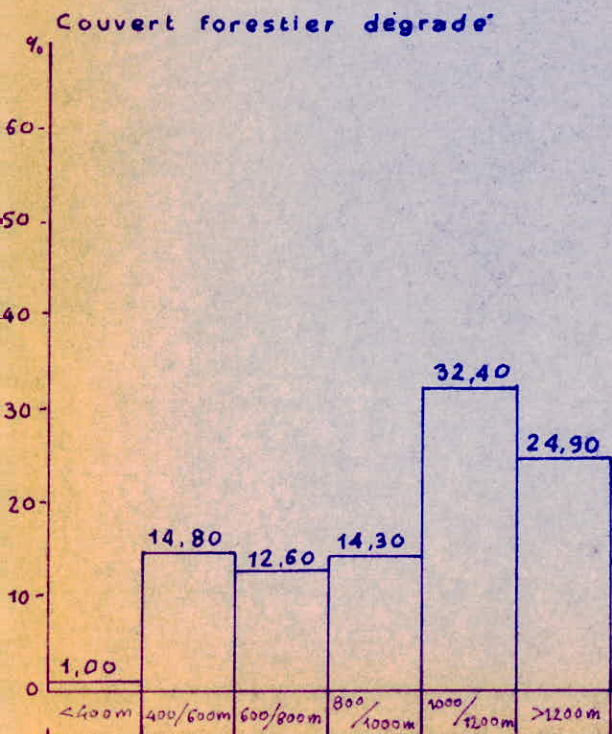
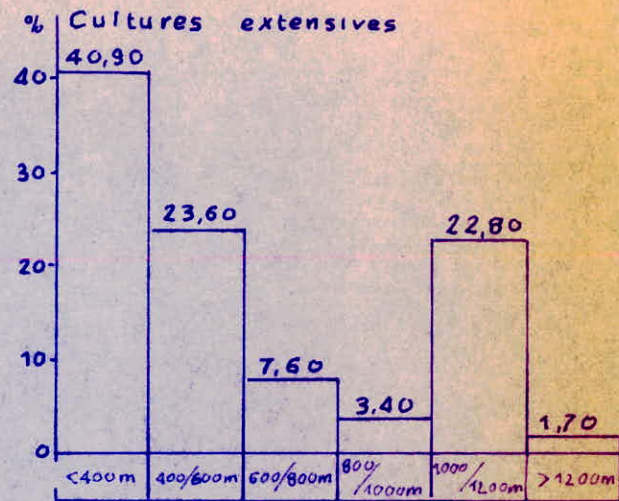
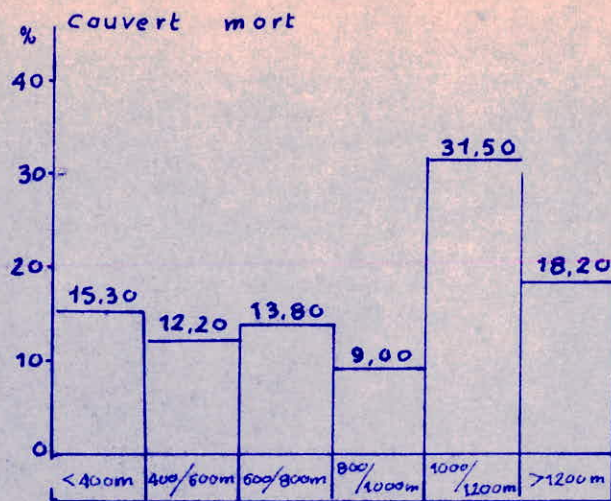
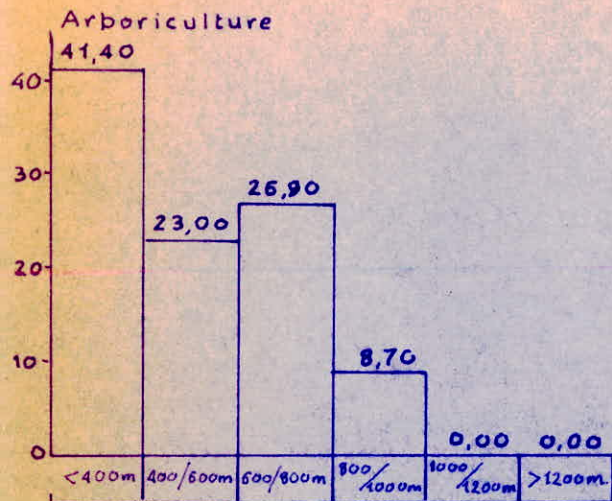
REPARTITION DU COUVERT VEGETAL

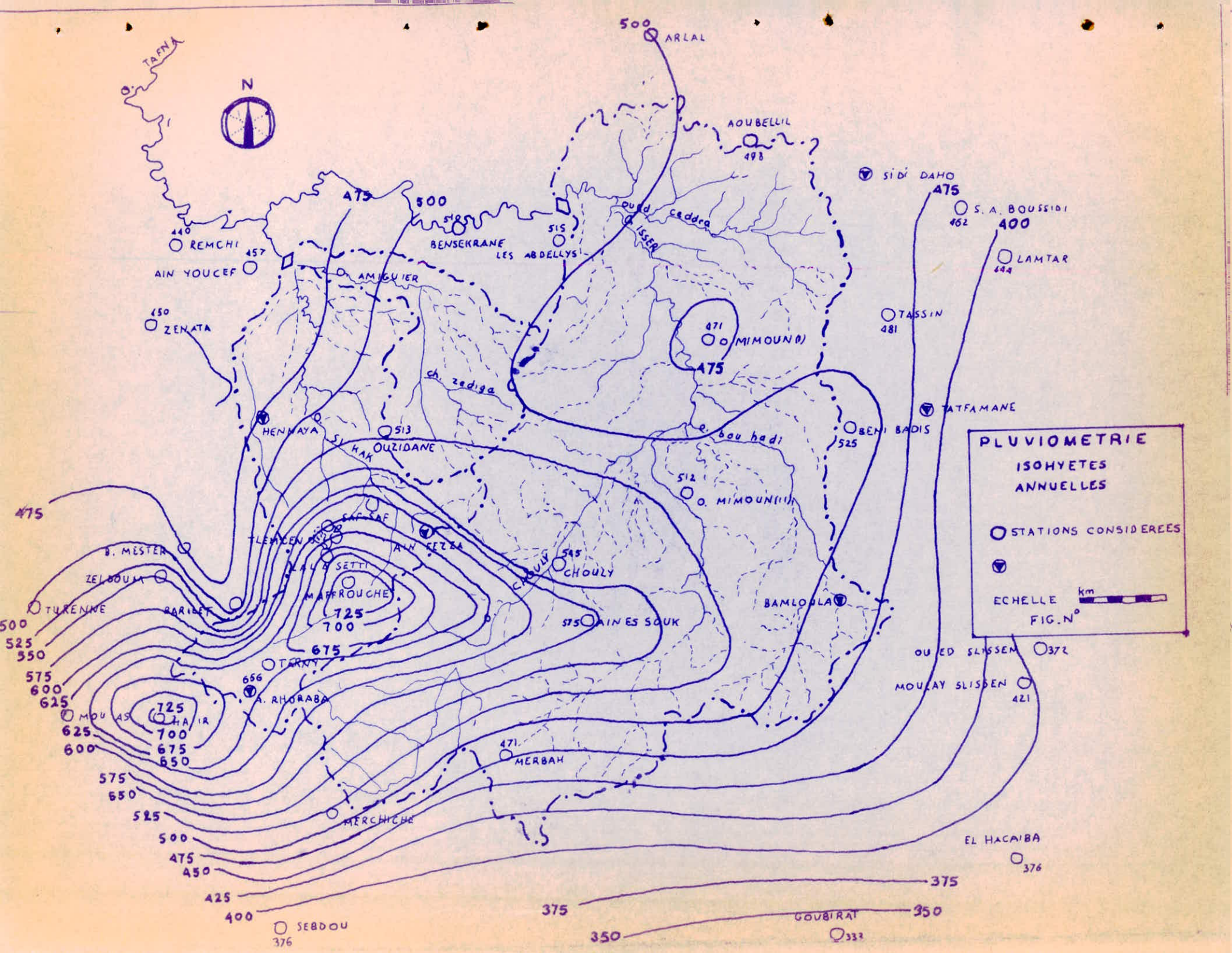
- A Arboriculture
- Ce Cultures extensives
- Cm Couvert mort
- Cfd Couvert forestier dégradé
- Cfn Couvert forestier normal
- Ptp Prairies et terrains de parcours

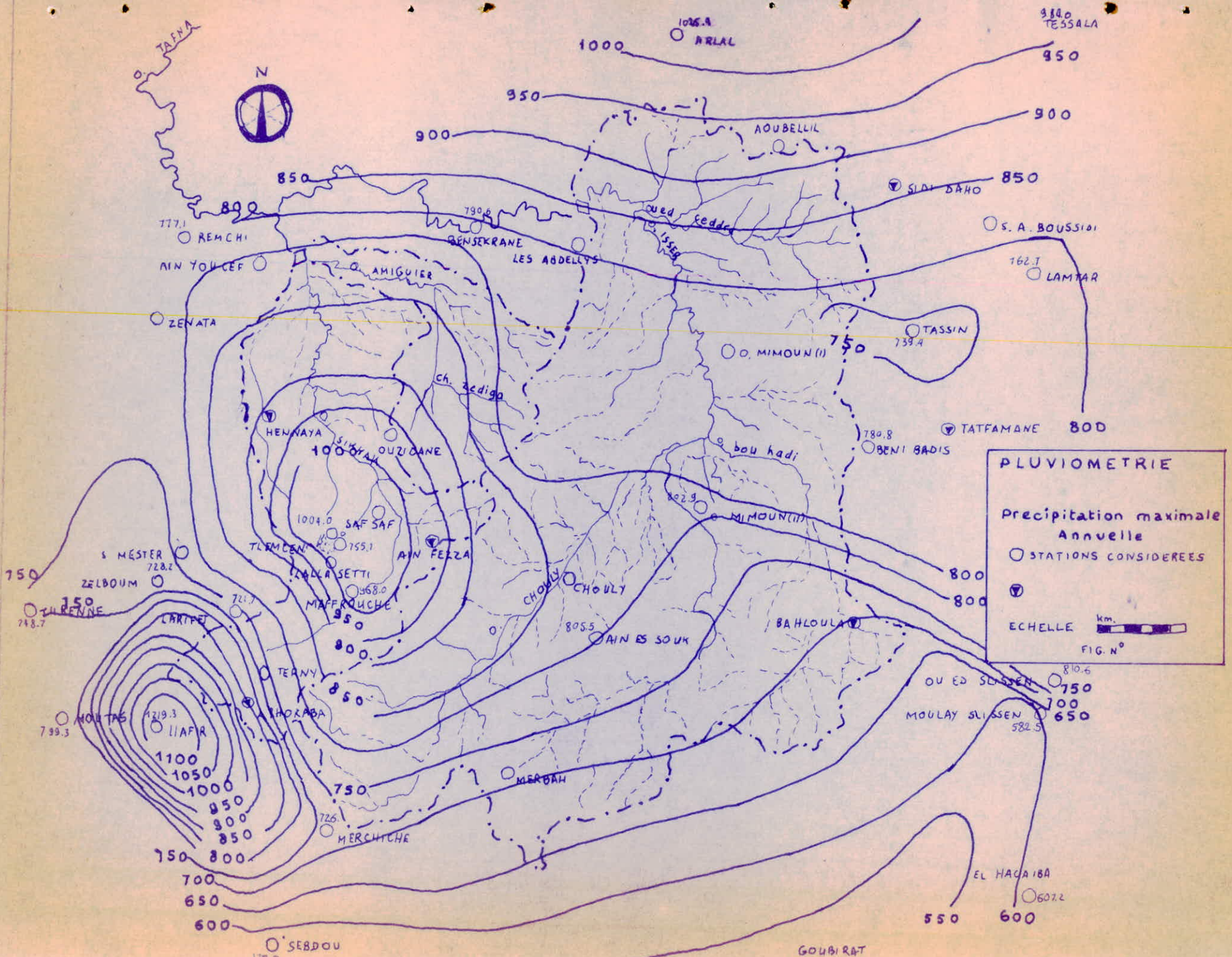
DISTRIBUTION DU couvert végétal sur les types lithologiques



DISTRIBUTION DU COUVERT VEGETAL PAR ALTITUDE







PLUVIOMETRIE

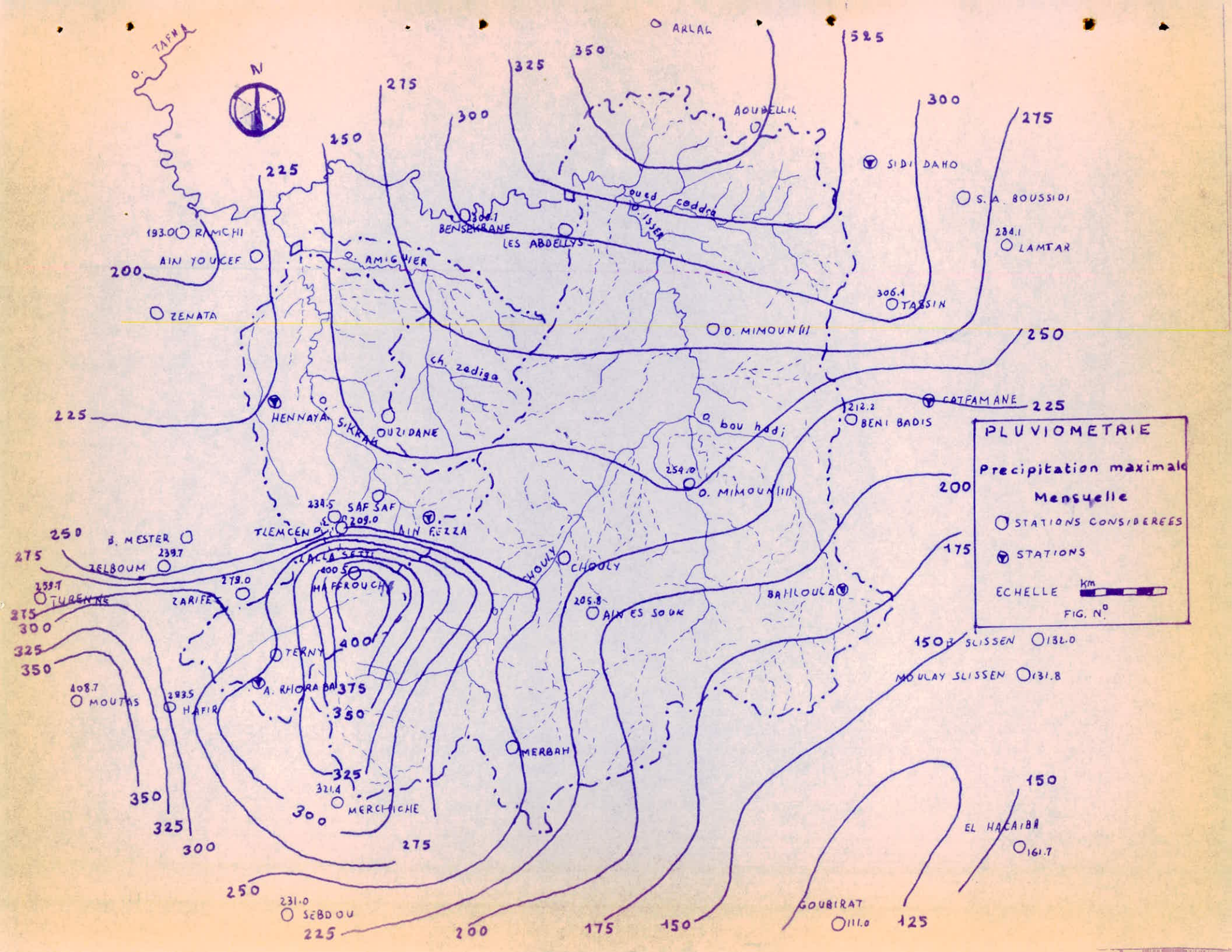
Precipitation maximale
Annuelle

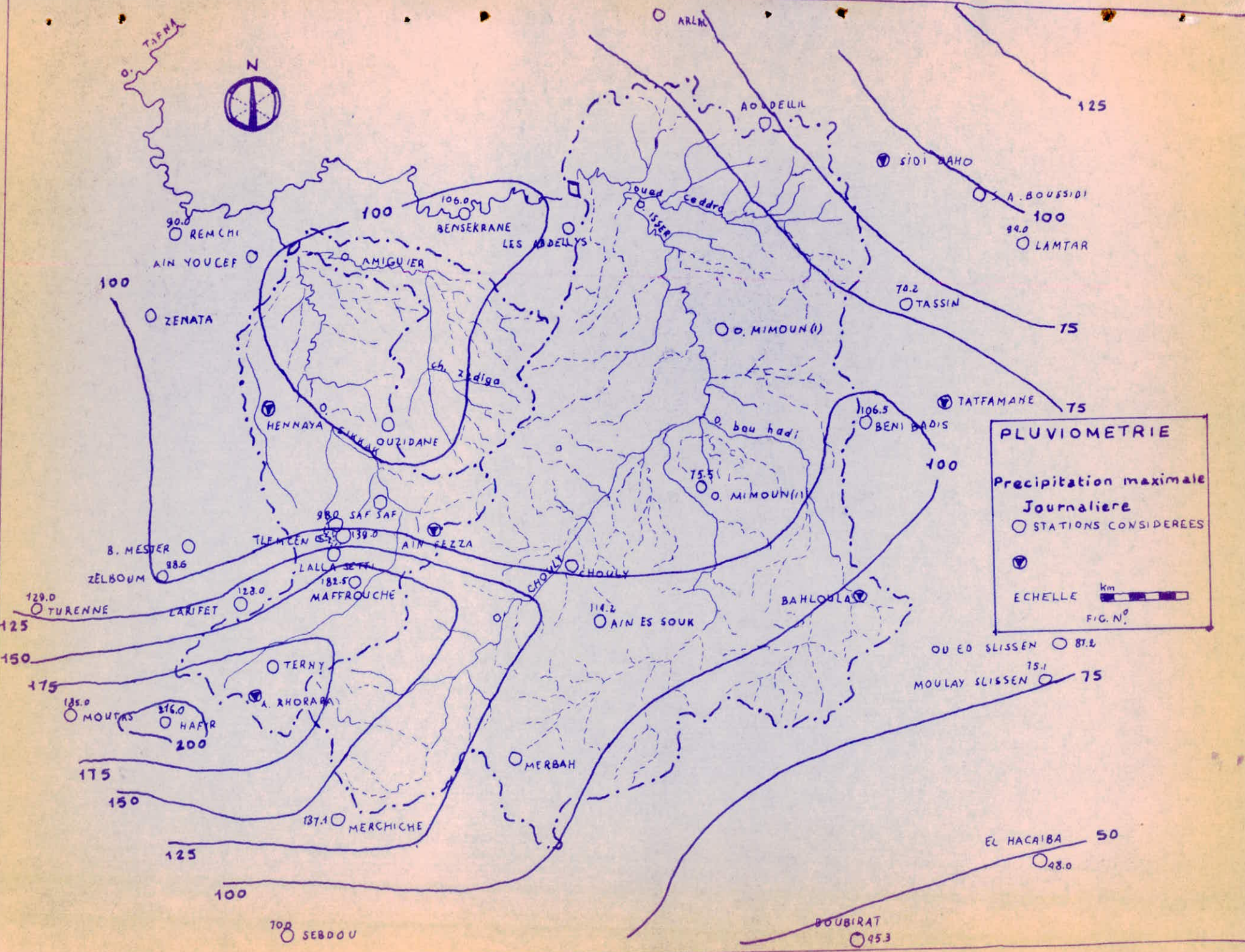
○ STATIONS CONSIDEREES

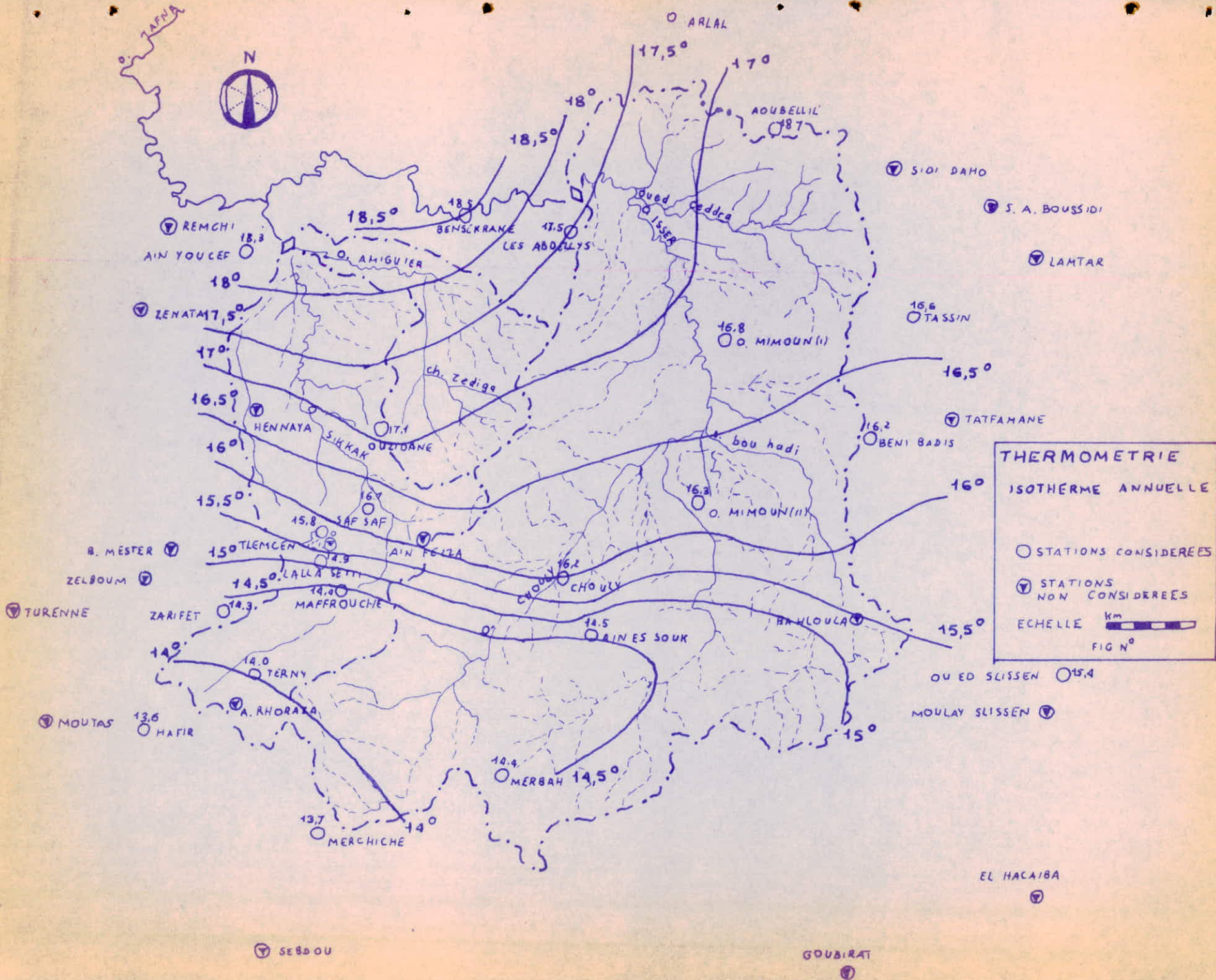
▼

ECHELLE km.

FIG. N°




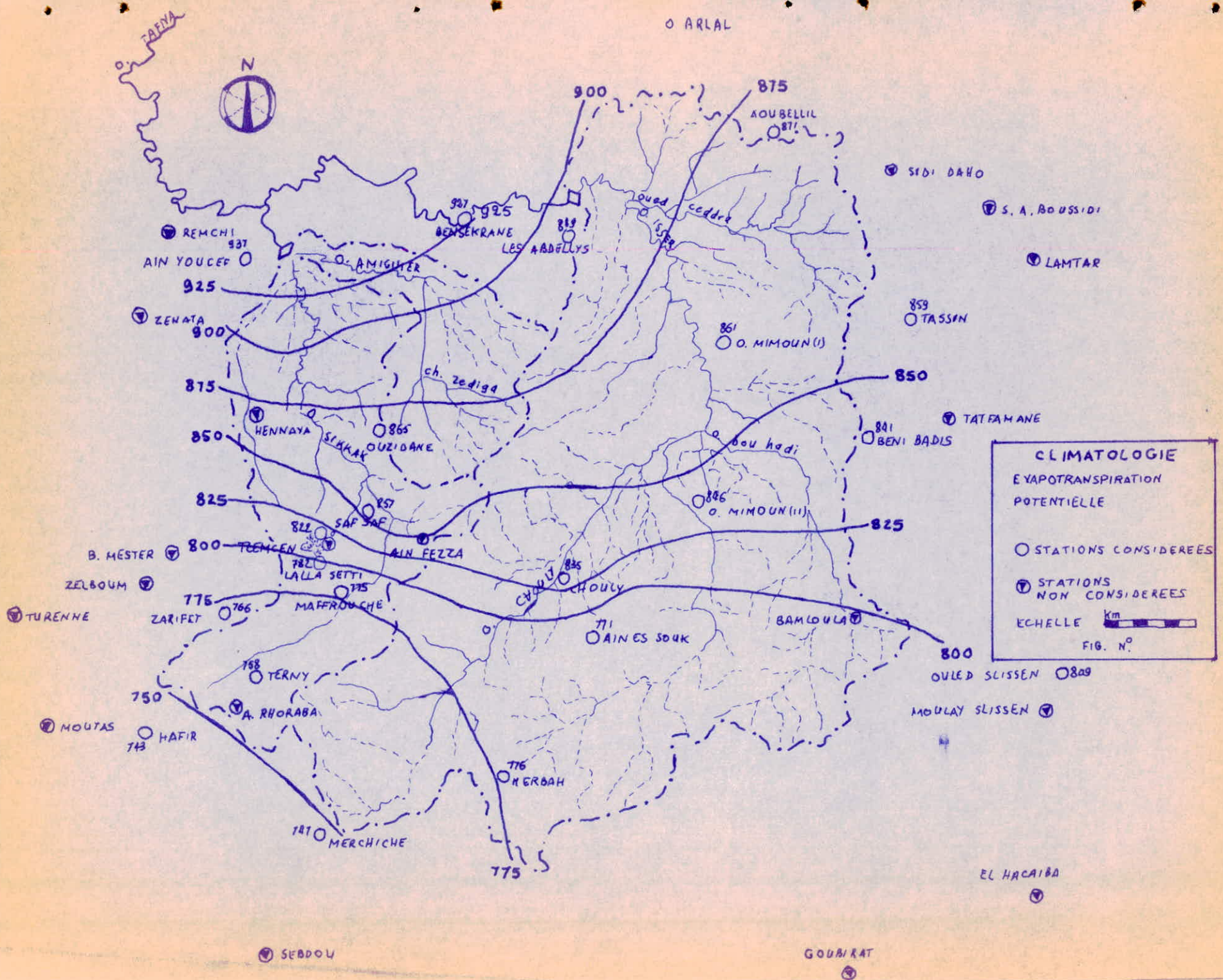




THERMOMETRIE
ISOTHERME ANNUELLE

○ STATIONS CONSIDEREES
 ▼ STATIONS NON CONSIDEREES

ECHELLE  km
 FIG N°



O ARLAL

O TAENA



900

875

AOUBELLIL

⊙ SIDI DAHO

⊙ S. A. BOUSSIDI

⊙ LAMTAR

⊙ REMCHI

AIN YUCEF

925

⊙ ZENATA

900

875

⊙ HENNAYA

OUZIDANE

850

825

⊙ B. MESTER

800

⊙ ZELBOUM

⊙ TURENNE

775

ZARIFET

758

⊙ TERNY

750

⊙ A. RHORABA

⊙ MOUTAS

⊙ HAFIR

743

747

⊙ MERCHICHE

775

⊙ MERBAH

⊙ SEBDOU

GOUAIRAT

EL HCAIBA

⊙

OULED SLISSEN

⊙ MOULAY SLISSEN

BAMLOULA

800

AINES SOUK

CHOULY

835

LALLA SETTI

782

SAF SAF

822

AIN FEZZA

857

SEKRAK

865

⊙ BENI BADIS

⊙ TATFAMANE

841

⊙

⊙ O. MIMOUN (I)

861

⊙ TASSIN

859

⊙

⊙

⊙

875

⊙

927

BENSEKRANE

925

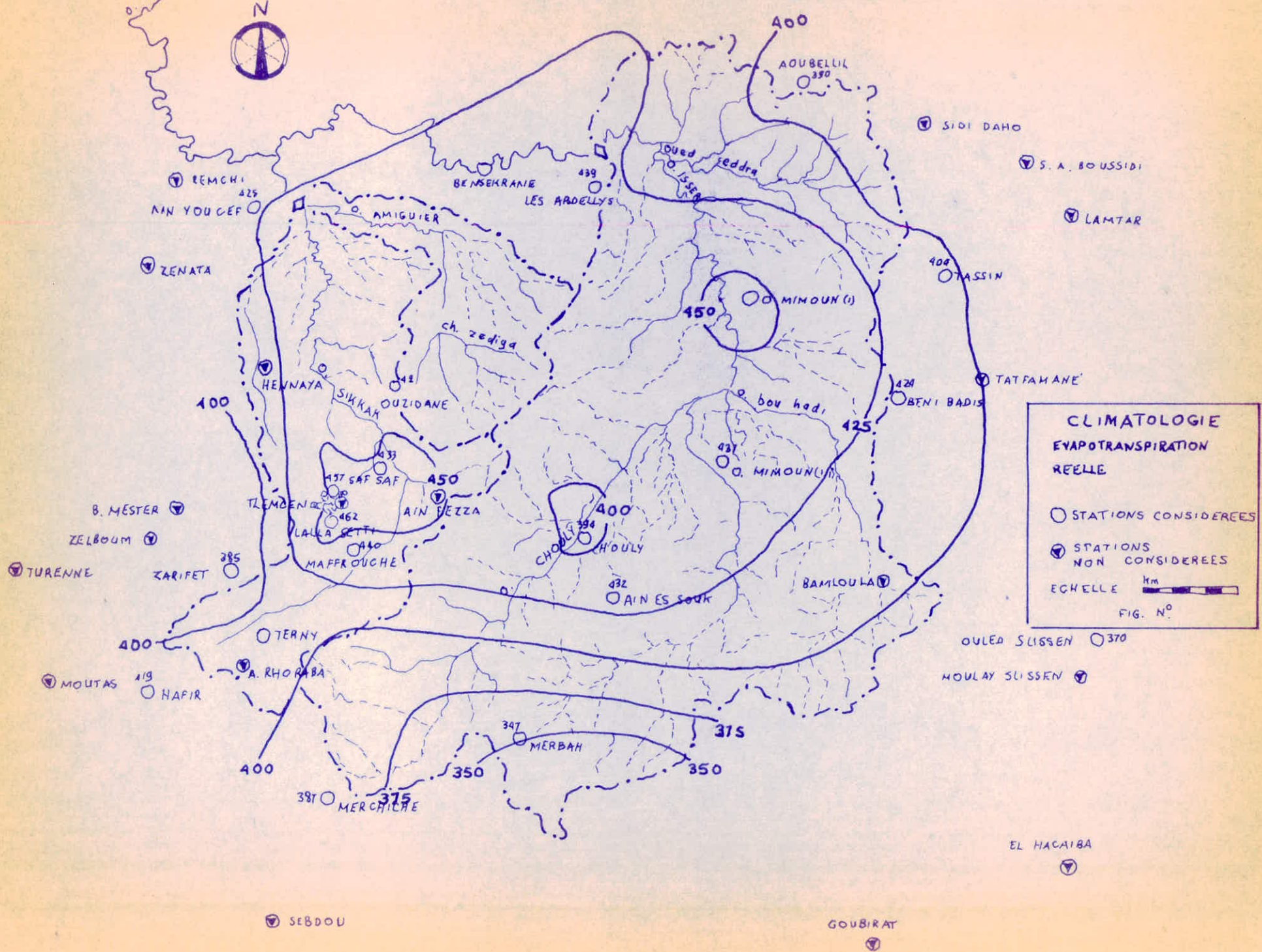
LES ABDELLYS

819

Oued cedra

900





CLIMATOLOGIE
EVAPOTRANSPIRATION
REELLE

○ STATIONS CONSIDEREES
▼ STATIONS NON CONSIDEREES

ECHELLE Km

FIG. N°

REMCHI 425
NIN YOU CEF

ZENATA

HEYNAYA
SIKKAR
OUZIDANE

B. MESTER
ZELBOUM
TURENNE
ZARIFET 385

TERNY
A. RHORABA
MOUTAS 419
HAFIR

MERCHICHE 381
375

SEBDOU

BENSEKRANE
LES ARDELlys 439

SAF SAF 437
LALLA SETTY 462
MAFFROUCHE 440
AIN PEZZA 450

CHOU
CH'OUly 434

AIN ES SOUK 432

MERBAH 347

GOUBIRAT

400

AUBELLIL 350

SIDI DAHO

S. A. BOUSSIDI

LAMTAR

400
TASSIN

450
MIMOUN (1)

425
TATFAMANE'

421
BENI BADIS

437
MIMOUN (2)

BAMLOULA

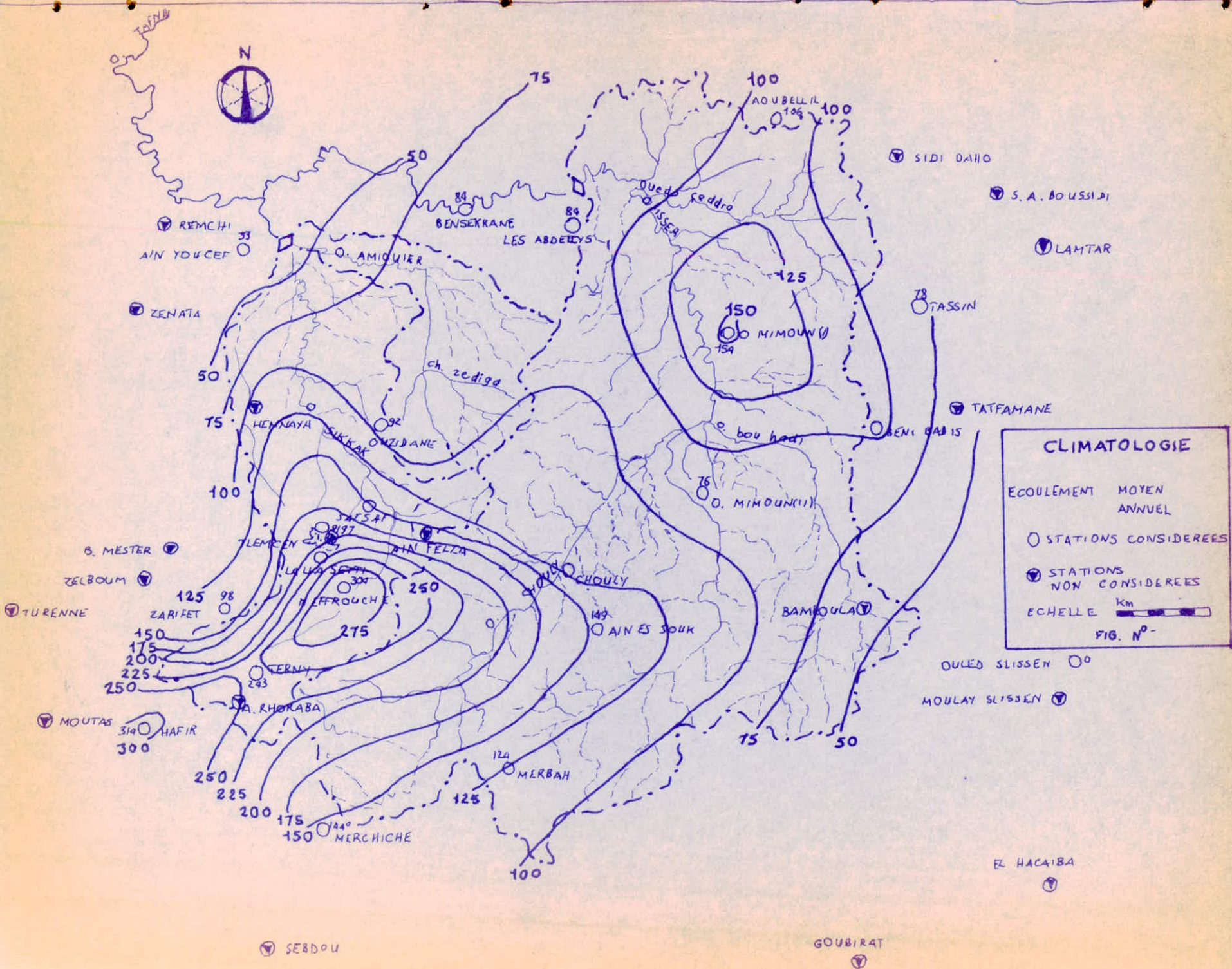
OULEA SLISSEN 370

MOULAY SLISSEN

375

350

EL HACAI BA



CLIMATOLOGIE

ÉCOULEMENT MOYEN ANNUEL

○ STATIONS CONSIDEREES

● STATIONS NON CONSIDEREES


ECHELLE  Km

FIG. N°-

SEBDOU

GOUBIRAT

