

Influence de la lithologie et de la tectonique sur les profils longitudinaux de l'oued Bouhellou et de ses affluents (Moyen Atlas septentrional, Maroc)

Influence of lithology and tectonics on the longitudinal profiles of the Bouhellou wadi and its tributaries (northern Middle Atlas, Morocco)

Hamid ACHIBAN*, Hassan ACHIBAN & Ali TAOUS

Abstract: Wadi Bouhellou is a small tributary on the left side of wadi Inaouen (Sebou basin). Its basin drains a surface of 312 km² of the northern flank of the Middle Atlas mountain, in the Taza province. It covers heterogeneous geological terrains dominated by Liassic carbonate rocks (Causses of Chaâra and Tahla, and folded Middle Atlas mountain), and by mostly pelitic and schistose Paleozoic rocks ("buttonhole" of Tazekka massif). In a mountain zone with relatively steep slopes, the hydrographic network organization and functioning are largely influenced by the lithology and a dense fault network, inherited from the Hercynian and Alpine orogenies. The incision capacity of the streams varies mainly with lithology, causing marked variations of the slope and concavity of the longitudinal profiles of the main water courses of the basin. The current study presents the results of a concavity analysis of the longitudinal profiles of the Bouhellou wadi and its two main tributaries, Kawane and Azher. It essentially relies on the determination of morphometric indices of longitudinal profiles, in particular, the concavity indices IC and Er, the slope index SL and the slope gradient k (LANGBEIN, 1964 ; DEMOULIN, 1998 ; LARUE, 2014). The results indicate a relation between the index values and lithology and tectonics along the profiles. They show that profile concavity is higher on least resistant terrains (like Paleozoic mudstones and schists) and decreases for profiles on hard terrains (like Liassic limestones and dolomites). In addition, channel slope generally increases on resistant terrains, while cross-profile faults favour profile discontinuity.

Keywords: Bouhellou wadi, longitudinal profile, profile concavity, slope rupture, lithology, tectonics.

Résumé : L'oued Bouhellou est un petit affluent de rive gauche de l'oued Inaouène (bassin du Sebou). Son bassin draine une superficie de 312 km², du versant septentrional du Moyen Atlas dans la province de Taza. Il s'agit de terrains géologiques hétérogènes, dominés par les roches carbonatées du Lias (Causses de Chaâra, de Tahla et montagne du Moyen Atlas plissé) et par des roches paléozoïques principalement pélitiques et schisteuses (boutonnière du massif de Tazekka). Dans une zone de montagne aux versants relativement pentus, l'organisation du réseau hydrographique et son fonctionnement hydrodynamique sont largement influencés par la lithologie des terrains et par un réseau dense d'accidents tectoniques, hérités des orogènes hercynienne et alpine, dont certains ont rejoué au Quaternaire. Cette étude présente les résultats de l'analyse des concavités et des ruptures de pente des profils en long de l'oued Bouhellou et de ses deux principaux affluents, Kawane et Azher. Elle se base essentiellement sur la détermination de leurs caractéristiques morphométriques, en particulier les indices de concavité IC et Er, l'indice de pente SL et l'indice du gradient de pente k (LANGBEIN, 1964 ; DEMOULIN, 1998 ; LARUE, 2014). Les résultats obtenus mettent en évidence la relation des valeurs de ces indices avec la lithologie des terrains et l'influence de la tectonique sur les profils en long. La concavité des profils est plus forte sur les terrains moins résistants (pélites et schistes paléozoïques), par comparaison aux profils développés sur des terrains durs de calcaires et dolomies liasiques. En outre, la pente longitudinale des profils s'accroît généralement sur les terrains résistants, tandis que le passage par des failles coïncide avec des ruptures de pentes plus ou moins accusées.

Mots-clés : oued Bouhellou, profil en long, indice de concavité, rupture de pente, lithologie, failles.

INTRODUCTION

De très nombreuses recherches réalisées sur la morphométrie des cours d'eau mettent en évidence l'existence d'une relation étroite entre, d'une part, la forme de leurs profils en long et, d'autre part, la lithologie des terrains traversés et la tectonique (HACK, 1973 ; GOLDRICK & BISHOP, 1995 ; DUVAL

Département de Géographie, MNADSS, FLSH –Saïa Fès, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Maroc.

* Auteur correspondant. Email : hamid.achiban@usmba.ac.ma

et al., 2004 ; LARUE, 2014). En effet, la forme et la concavité des profils sont naturellement influencées par la lithologie, et des modifications dans leur pente reflètent souvent l'érosion différentielle des écoulements, liée à la variation de résistance des terrains traversés (HACK, 1973 ; MCKEOWN *et al.*, 1988). En outre, les failles et les accidents tectoniques, induisant des soulèvements ou abaissements de compartiments, peuvent engendrer des ruptures brutales de pente des profils qu'ils recoupent (BURNETT & SCHUMM, 1983 ; GOLDRICK & BISHOP, 2007 ; WEISSEL & SEIDL, 1998 ; BISHOP *et al.*, 2005). De même, le changement du niveau de base local, suite par exemple à l'effet d'une confluence, influence l'allure du profil longitudinal des cours d'eau (WHIPPLE *et al.*, 2000).

Dans cette étude, nous cherchons à analyser la morphométrie des profils longitudinaux de l'oued Bouhellou et de ses deux principaux affluents, Azher et Kawane. Il s'agit de petits cours d'eau qui drainent le versant septentrional du Moyen Atlas au SW de Taza (Fig. 1). L'oued Bouhellou coule du SE vers le NW et rejoint l'oued Inaouène (affluent du Sebou) dans le couloir sud-rifain.

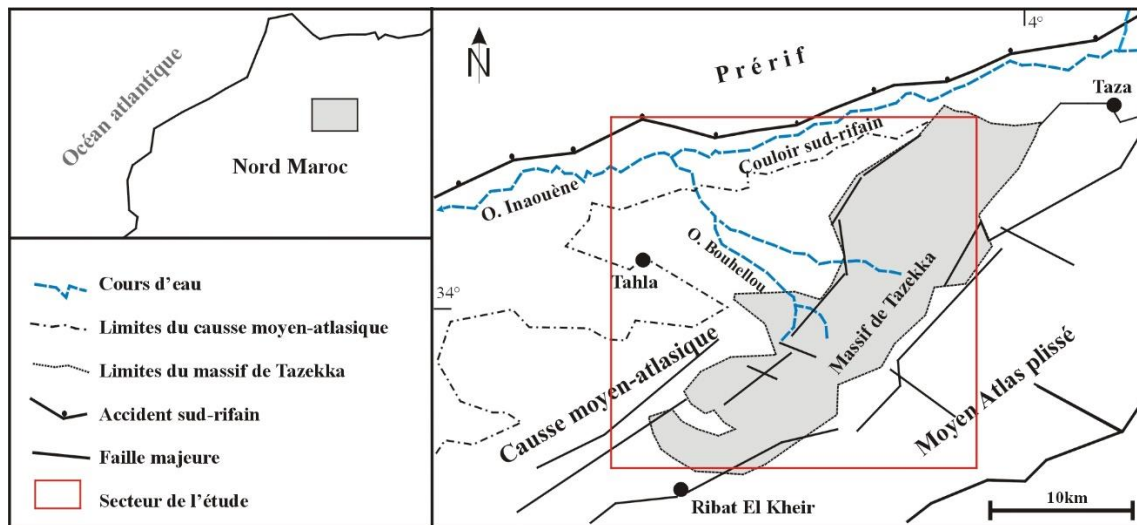


Figure 1 : Localisation de l'oued Bouhellou.

L'objectif de l'étude est d'analyser l'influence des facteurs lithologiques et tectoniques sur la concavité et les pentes des profils étudiés. L'étude se base sur les méthodes morphométriques suivantes :

- la méthode du graphique adimensionnel qui utilise les indices de concavités IC de LANGBEIN (1964) et Er de DEMOULIN (1998) ;
- la méthode de l'indice du gradient de longueur SL, préconisée par HACK (1957, 1973) et KELLER & PINTER (1996) ;
- la méthode du profil en long d'équilibre semi-logarithmique, utilisant l'indice de pente k (HACK, 1957, 1973).

1. PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE L'OUED BOUHELLOU

Le bassin versant de l'oued Bouhellou se situe sur le versant septentrional du Moyen Atlas (Fig. 1), entre les longitudes 4°25'04'' et 4°08'20'' Ouest et les latitudes 33°54'70'' et 34°09'10'' Nord. Son bassin s'étend sur une superficie de 312 km² et présente un périmètre de 113 km et une dénivelée de 1558 m. Long de 42 km, le Bouhellou est un cours d'eau pérenne issu du massif de Tazekka et recevant deux principaux affluents de rive droite : l'Azher qui a une longueur de 30 km, drainant un sous-bassin de 96 km², et le Kawane, long de 14 km et drainant un sous-bassin de 83 km² de superficie. Le cours de Bouhellou rejoint l'oued Inaouène (affluent du Sebou) dans le couloir sud-rifain à une altitude de 240 m.

Du point de vue climatique, le bassin du Bouhellou est soumis au climat méditerranéen sous influence atlantique relativement humide. Il reçoit des précipitations abondantes en hiver et au printemps, avec une moyenne annuelle de plus de 800 mm/an. Le couvert végétal y est bien développé en amont du bassin, formant une forêt dense de chêne vert (*Quercus rotundifolia*) et de chêne liège (*Quercus suber*). Le régime hydrologique de l'oued est principalement pluvial à influence nivale. Les crues sont fortes lors des épisodes pluvieux, tandis qu'en été les écoulements d'étiage sont assurés par plusieurs petites sources.

La carte géologique (Fig. 2) montre que le bassin du Bouhellou draine quatre domaines morpho-structuraux et géologiques différents :

- La première ride anticlinale du Moyen Atlas plissé est formée par les calcaires et dolomies karstifiés du Lias. Elle est affectée par l'accident tectonique majeur dit nord moyen-atlasique (ANMA).
- Le massif hercynien de Tazekka occupe la moitié amont du bassin et se présente en boutonnière orientée NE-SW. Les terrains paléozoïques, d'âges cambrien, ordovicien et viséen, y sont variés et fortement métamorphisés (schistes, pélites, grès, quartzites, roches volcano-détritiques basaltiques et andésitiques...). Les schistes vert violacé et les grès du Cambrien (ou schistes de Tazekka) y dominent largement. Ils sont séparés des pélites et schistes vert olive de l'Ordovicien par un contact tectonique marqué par des fractures de direction N40 et qui s'incline vers le SW (HOEPFFNER, 1978).
- Les formations permo-triasiques d'argiles rouges à basaltes affleurent en discordance sur les bordures du massif paléozoïque de Tazekka.
- Les Causses de Tahla et de Chaâra sont constitués par les calcaires et les dolomies du Lias moyen et inférieur ; les terrains y sont affectés par une forte karstification (TENNEVIN, 1978 ; TAOUS *et al.*, 2009).
- Le couloir sud-rifain est un sillon subsident, dominé par l'accident chevauchant sud-rifain. Il est formé de biocalcarénites et marnes sableuses du Miocène supérieur. Ces roches supportent les alluvions quaternaires de l'oued Inaouène.

La répartition lithologique des terrains dans le bassin de Bouhellou (Tab. 1) est marquée par la dominance des roches paléozoïques de Tazekka, qui représentent 45,32 % de la superficie du bassin versant (schistes vert violacé et grès du Cambrien, pélites et schistes vert olive de l'Ordovicien). La couverture mésozoïque est représentée par les roches calcaires et dolomitique du Lias (31,89 %). Les argiles et basaltes permo-triasiques qui affleurent en bordure du massif de Tazekka, représentent 13,63 % ; alors que les autres roches, comme les quartzites et grès de l'Ordovicien, les basaltes andésitiques du Viséen, les marnes miocènes et les alluvions quaternaires, sont peu représentées dans le bassin.

Du point de vue structural, les terrains de la partie SE du bassin sont affectés par l'accident nord-moyen-atlasique qui prend la direction NE-SW. Vers le centre du bassin, les terrains paléozoïques du massif de Tazekka sont affectés par un réseau dense d'accidents tectoniques hercyniens et alpins (chevauchements, failles, fractures...), généralement orientés NE-SW et NW-SE (CHARRIERE, 1990 ; HOEPFFNER, 1987). Certains de ces accidents ont joué en chevauchements et failles inverses, dans un régime de contraintes néotectoniques compressives au Pliocène et au Quaternaire ancien et récent (MOREL, 1981 ; SABAOU, 1987). Ils ont contrôlé probablement l'organisation du réseau hydrographique et les directions de drainage dans les bassins versants du versant septentrional du Moyen Atlas (EL FELLAH, 1983).

2. METHODOLOGIE

Les profils en long de l'oued Bouhellou et de ses affluents Kawane et Azher ont été établis en se basant sur les cartes topographiques au 1/50000 des feuilles de Taza, Tahla, Ribat El Kheir et Maghraoua. Sur un graphique nous avons rapporté les altitudes des isohypses recoupant le talweg ainsi que les distances cumulées entre les isohypses, tout au long des cours d'eau étudiés. Pour évaluer et comparer les concavités des profils longitudinaux, nous avons utilisé les indices de concavité IC (1) de LANGBEIN (1964) et Er (2) de DEMOULIN (1998).

Les valeurs de ces indices sont déduites à partir du graphique adimensionnel (Fig. 3) mettant en relation le ratio des altitudes (H/H_0) et celui des longueurs (L/L_0), avec H l'altitude du cours d'eau au point mesuré relativement à celle de l'exutoire, H_0 la dénivellation entre le point le plus haut et l'exutoire, L la distance à la source du point mesuré et L_0 la longueur du cours d'eau.

$$IC = A/(H/2) = 2A/H_0 \quad (\text{Eq. 1})$$

avec A la différence d'altitude, pour $L/L_0 = 0,5$, entre le profil en long du cours d'eau et une ligne droite joignant ses deux extrémités (diagonale) et H_0 la dénivellation entre le point le plus haut et l'exutoire du drain.

On voit donc que le profil tend à être rectiligne quand la valeur de IC est proche de 0 ; inversement, la concavité devient très forte quand cette valeur est proche 1. L'indice de concavité peut ainsi exprimer l'ampleur du creusement des cours d'eau et faciliter sa quantification, tandis que le graphique adimensionnel permet de comparer cette ampleur (LARUE, 2008).

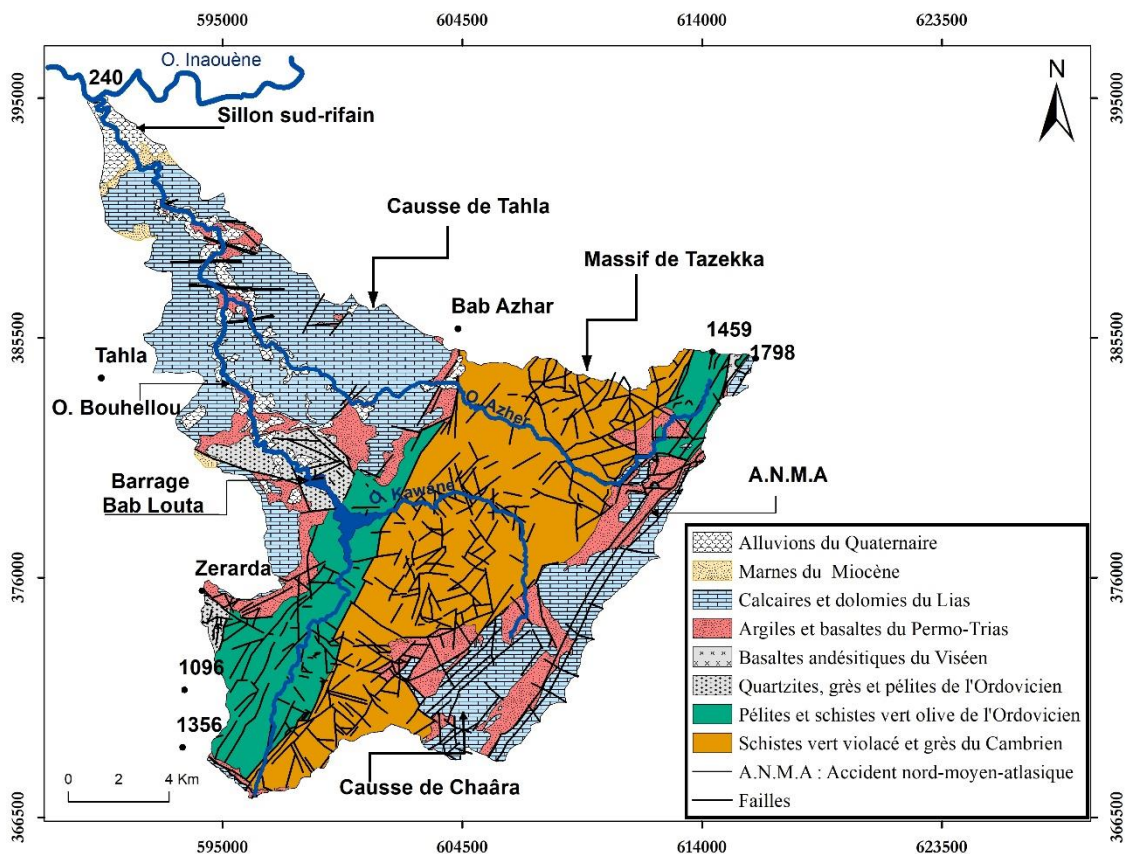


Figure 2 : Croquis géologique du bassin de Bouhellou (inspiré des cartes géologiques de Taza, Tahla et Ribat El Kheir au 1/50000).

Tableau 1 : Distribution relative des terrains géologiques dans le bassin versant de l'oued Bouhellou.

Lithologie des terrains	Superficie (ha)	%
Alluvions quaternaires	1610	5,15
Marnes miocènes	202	0,65
Calcaires et dolomies liasiques	9961	31,89
Argiles et basaltes permo-triasiques	4259	13,63
Basaltes andésitiques viséens (volcano-détritiques)	39	0,12
Quartzites et grès ordoviciens	1012	3,24
Pélites, schistes et grès cambriens et ordoviciens	14156	45,32

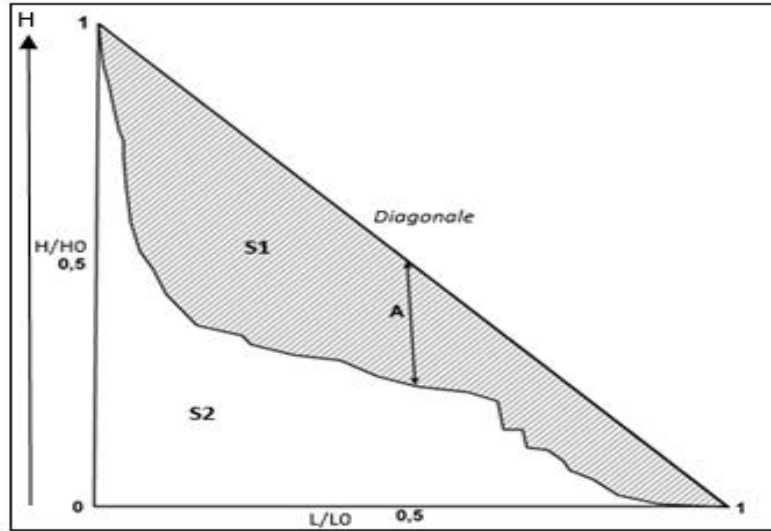


Figure 3 : Graphique adimensionnel utilisé pour le calcul de IC et SIC.

Contrairement à l'indice IC qui traduit l'ampleur de creusement à mi-parcours du cours d'eau, l'indice E_r évalue l'encaissement global sur la totalité du cours d'eau. Exprimé en %, cet indice est obtenu en divisant la surface située entre la diagonale et le profil (S1) par la surface totale sous la diagonale (S1+S2) et en multipliant par 100. S2 est la surface située sous le profil :

$$E_r = (S1/(S1+S2)).100 \quad (\text{Eq. 2})$$

Dans l'objectif de mettre en évidence l'influence du facteur lithologique, le profil en long est transformé en graphique semi-logarithmique (HACK, 1973). La courbe obtenue prend la forme de tronçons rectilignes correspondant aux sections où le cours d'eau traverse des roches d'égale résistance à l'érosion et non tectoniquement perturbées. La pente de chaque tronçon, qui définit son indice du gradient (k), est déterminée par l'équation suivante :

$$k = (H1-H2) / (\text{Log } L2-\text{Log } L1) \quad (\text{Eq. 3})$$

avec H1 et H2 les altitudes de chaque extrémité du tronçon mesuré, et L1 et L2 les distances à partir de la source amont des extrémités du même tronçon.

La valeur moyenne de l'indice k pour toute portée, x y, est constante pour les lithologies qui présentent le même degré de résistance à l'érosion (GOLDRICK & BISHOP, 1995). Les déviations vers l'aval par rapport à ces droites sont provoquées par des différences lithologiques ou localisées sur des *knickpoints* d'origine tectonique. En effet la pente est plus forte dans les roches dures et aussi au niveau des déséquilibres engendrés par des changements de niveau de base, d'origine tectonique ou parfois lorsque le cours d'eau a changé de tracé (LARUE, 2008).

Par ailleurs, pour identifier et évaluer l'influence de la tectonique, nous avons utilisé l'indice gradient/longueur des cours d'eau SL de HACK (1973) :

$$SL = (\Delta H/\Delta L).L \quad (\text{Eq. 4})$$

avec $\Delta H/\Delta L$ la pente du segment mesuré et L la longueur totale du cours d'eau à partir du centre du segment jusqu'à l'interfluve au-dessus de la source. Sur lithologie uniforme, cet indice permet d'identifier l'influence de la tectonique récente à travers les valeurs anormalement élevées qu'il peut prendre localement (KELLER & PINTER, 1996). La sensibilité de cet indice aux changements de pente permet en effet d'évaluer la relation qui lie à la fois l'influence tectonique, la résistance des roches et le facteur topographique.

3. RESULTATS : PRESENTATION ET INTERPRETATION

3.1. Formes et indices de concavité des profils

Les profils longitudinaux des cours d'eau étudiés présentent des formes différentes (Fig. 4) :

- Le profil du Bouhellou montre deux concavités séparées par un tronçon relativement rectiligne et à pente faible. La première (Bo1) se situe en amont, au passage de l'oued dans les pélites et schistes de l'Ordovicien. Le tronçon rectiligne (Bo2) correspond au tronçon creusé dans les quartzites, grès et pélites de l'Ordovicien et dans les terrains carbonatés liasiques du plateau de Tahla. La concavité de la portion aval (Bo3) se développe dans la partie aval sur les terrains carbonatés liasiques. Cette concavité débute juste après la rupture de pente au site de la confluence avec l'Azher. Elle se prolonge par la suite sur les terrains miocènes à recouvrement alluvionnaire dans le sillon sud-rifain.

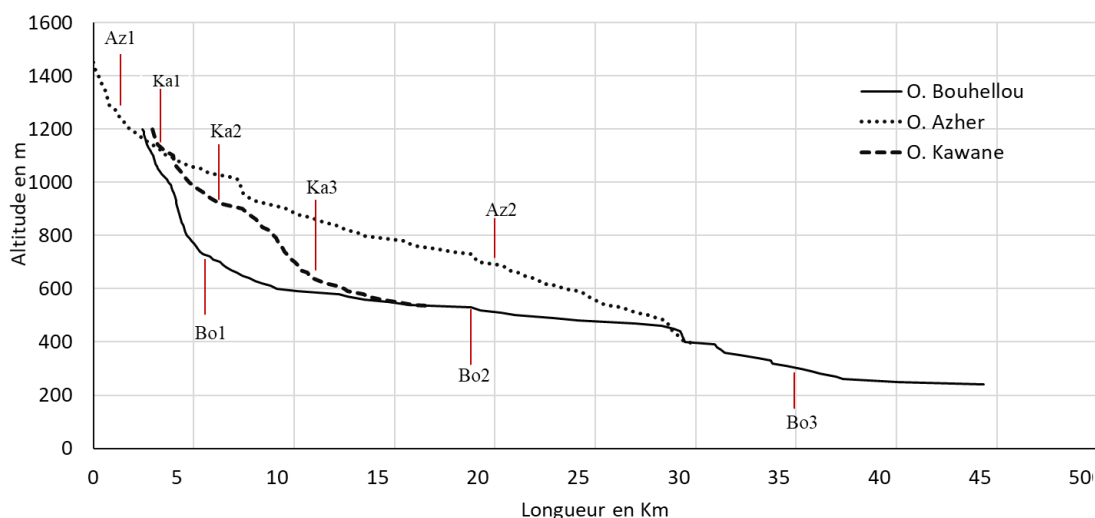


Figure 4 : Formes des profils en long des oueds Bouhellou, Azher et Kawane.

- Dans le cas de l'Azher, le profil présente seulement une légère concavité sur le tronçon supérieur (Az1), entre la source et le point de longueur 7 km. Cette portion est incisée dans les pélites et schistes de l'Ordovicien. Après une rupture de pente, on passe à un tronçon sub-rectiligne (Az2) de pente moyenne, jusqu'à sa confluence avec le Bouhellou. Ce dernier tronçon est creusé dans les schistes et grès du Cambrien et les calcaires et dolomies du plateau de Tahla.

- Le profil du Kawane se caractérise par trois petites concavités, séparées par des convexités. La première est inscrite dans les argiles permo-triasiques (Ka1), la seconde (Ka2) dans les terrains du Cambrien. Le profil montre ensuite une convexité avant de devenir concave sur le tronçon Ka3 dans les terrains péliteux et schisteux de l'Ordovicien, pour confluer finalement avec le Bouhellou avant l'emplacement du barrage Bab Louta. Notons que les tracés de ces profils montrent de nombreuses irrégularités, qui sont par endroits bien marquées, constituant des points de rupture de pente (*knickpoints*).

Le graphique adimensionnel établi sur la base des altitudes et des distances normalisées exprime d'avantage les caractéristiques et les différences de formes des trois profils (Fig. 5). Ces derniers se détachent l'un de l'autre selon l'importance de leurs concavités. L'indice A, qui exprime l'écart d'altitude entre le profil et la diagonale de référence au point $L/L0 = 0,5$, prend la même valeur pour Bouhellou et Kawane ($A1 = A2 = 0,24$) ; ce qui indique que les profils de ces deux oueds ont des concavités plus accusées que celui de l'Azher qui décrit un profil relativement plus proche de la diagonale ($A3 = 0,13$).

Les caractéristiques morphométriques des trois profils sont données dans le tableau 2. La pente moyenne est variable et décroît avec l'aire drainée et avec la longueur du cours d'eau considéré. Elle est de

4,8 % pour le Kawane (14 km de longueur), de 3,5 % pour l’Azher (30 km de longueur) et de 2,3 % pour le Bouhellow (42 km de longueur). Les valeurs de l’indice IC, qui mesure le creusement à mi-parcours du cours d’eau et donc l’importance relative de sa concavité, sont respectivement de 0,48 et 0,47 pour le Bouhellow et l’Azher et de 0,26 pour le Kawane. L’indice Er, qui précise l’ampleur de l’encaissement global du cours d’eau principal de Bouhellow, par comparaison avec ses deux affluents Kawane et Azher, présente des valeurs respectivement de 51 %, 31 % et 23 % pour les trois profils.

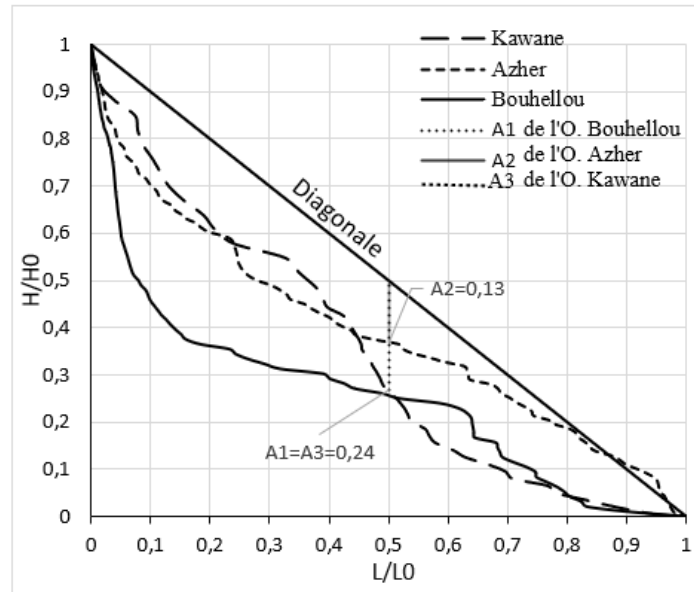


Figure 5 : Graphique adimensionnel des profils longitudinaux des cours d’eau Bouhellow, Azher et Kawane. (A1, A2, A3 sont les écarts entre la diagonale et les profils des cours d’eau au point $L/L0 = 0,5$).

Tableau 2 : Caractéristiques morphométriques des oueds Bouhellow, Azher et Kawane.

L : longueur ; SB : surface du bassin versant ; PH : point le plus haut ; PB : point le plus bas ; D : dénivelée ; PM : pente moyenne ; IC : indice de concavité de LANGBEIN ; Er : indice de concavité de DEMOULIN.

Oued	L (km)	SB (km ²)	PH (m)	PB (m)	D (m)	PM (%)	IC	Er (%)
Bouhellow	42	312	1200	240	960	2.3	0.48	51
Azher	30	96	1450	395	1055	3.5	0.26	23
Kawane	14	83	1200	537	663	4.8	0.47	31

3.2. Evaluation de l’influence de la lithologie

L’influence de la lithologie sur les profils est approchée par la comparaison des valeurs moyennes des indices k, théoriquement constants pour les lithologies ayant le même degré de résistance à l’érosion. En utilisant la formule de l’équation 3, les résultats obtenus sont très variables le long d’un même profil selon la nature des roches traversées (Tab. 3 et Fig. 6). Les valeurs de l’indice k sont toujours positives et les plus élevées caractérisent les substrats les plus résistants. Des exceptions existent. Elles seraient probablement liées à la l’hétérogénéité et la complexité de certains faciès géologiques, à la différence de l’état d’altération pour une même variété lithologique, à leur fragilisation par fracturation tectonique, etc.

Ces résultats montrent que les fortes valeurs de k sont obtenues dans les terrains résistants de calcaires et dolomitiques du Lias ($k7 = 1439$ pour Bouhellow ; $k4 = 1252$ pour Azher). Les valeurs les plus faibles correspondent aux terrains friables formés d’argiles permo-triasiques ($k1 = 98$ pour Bouhellow ; $k1 = 76$ pour Kawane ; $k7 = 86$ pour Azher). Les alluvions sur marnes miocènes montrent également une faible valeur qui est de 249. Dans le cas des roches paléozoïques de Tazekka (pélites et schistes), les valeurs

de k sont très changeantes en raison de la forte hétérogénéité de ces faciès et de l'état de fracturation des terrains, qui varient selon les secteurs à l'échelle du bassin versant. Dans le cas des schistes cambriens, la valeur de k varie entre 268 pour le Bouhellou (k_2) et 944 pour le Kawane (k_3). Les pélites et schistes vert olive de l'Ordovicien donnent également cette hétérogénéité : l'indice k y varie entre 193 (k_5) et 1119 (k_3) le long de Bouhellou, il est de 288 pour l'Azher et de 245 pour le Kawane.

Les profils en long semi-logarithmique des cours d'eau étudiés (Fig. 6) montrent le compartimentage en différents segments rectilignes à pentes distinctes, caractérisés par les valeurs de k . Ces segments traduisent les différents faciès de roches traversés de l'amont vers l'aval. En se basant sur la carte géologique au 1/50000, nous avons représenté de façon simplifiée les variétés lithologiques du substrat correspondant aux tronçons identifiés sur chaque profil en long semi-logarithmique (rubans simplifiés en dessus des profils).

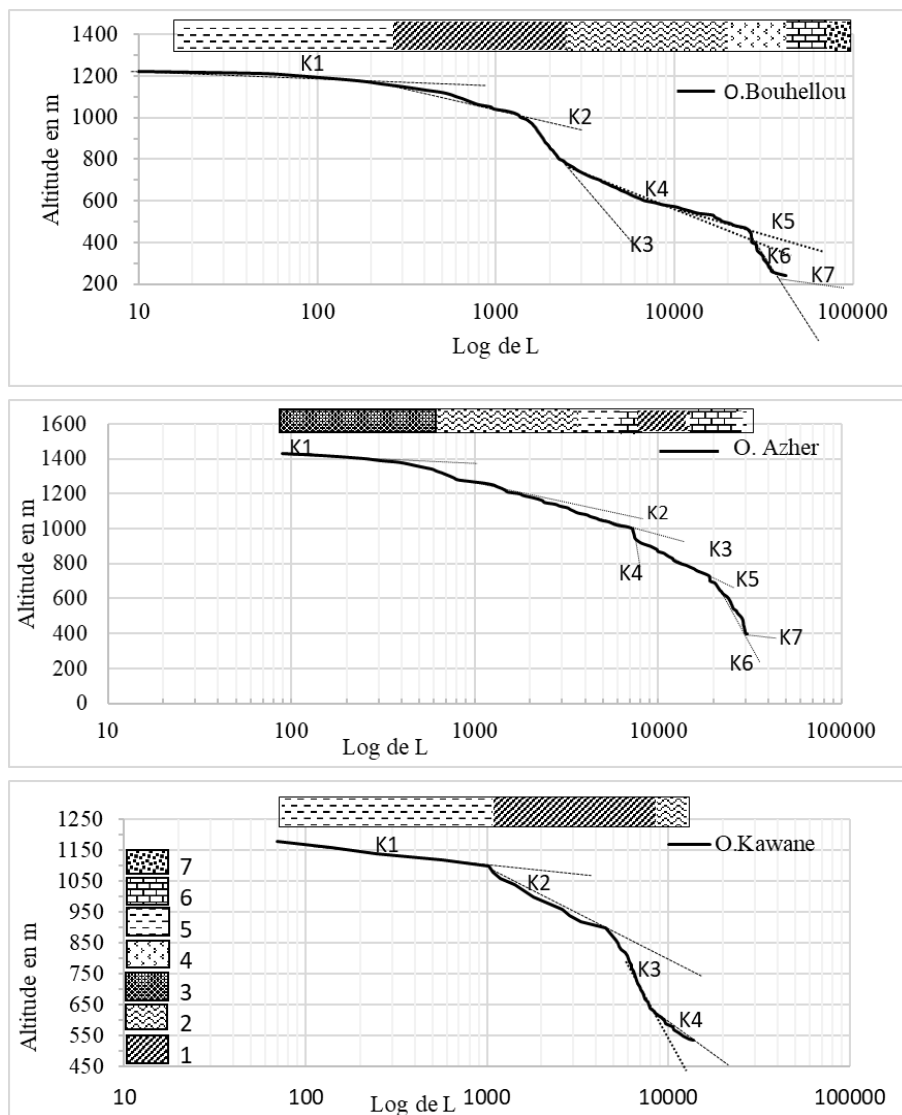


Figure 6 : Graphiques des profils semi-logarithmiques des oueds Bouhellou, Azher et Kawane, avec les valeurs de l'indice k et les variétés lithologiques traversées.

- 1 : schistes vert violacé avec grès du Cambrien ;
- 2 : pélites et schistes vert olive de l'Ordovicien ;
- 3 : quartzites, grès micacés et pélites de l'Ordovicien ;
- 4 : basaltes andésitiques du Viséen ;
- 5 : argiles et basaltes du Permo-Trias ;
- 6 : calcaires et dolomies du Lias ;
- 7 : alluvions en terrasses quaternaires.

Tableau 3 : Valeurs de l'indice de pente k et lithologie des terrains dans différents tronçons le long des oueds Bouhellou, Azher et Kawane.

Oued	Tronçons	Altitude (m)	Indice k	Lithologie - Stratigraphie
Bouhellou	1	1160 à 1200	k1 = 98	- Argiles à conglomérats de base (Permo-Trias)
	2	960 à 1160	k2 = 268	- Schistes vert violacé, avec grès (Cambrien)
	3	810 à 960	k3 = 1119	- Pérites et schistes vert olive (Ordovicien)
	4	600 à 810	k4 = 413	- Pérites et schistes vert olive (à alluvions) (Ord.)
	5	535 à 600	k5 = 193	- pérites et schistes vert olive (à alluvions) (Ord.)
	6	476 à 535	k6 = 303	- Quartzites, grès micacés et pelites (Ordovicien)
	7	250 à 476	k7 = 1439	- Calcaires et dolomies (Lias)
	8	240 à 250	k8 = 249	- Alluvions quaternaires sur marnes miocènes
Azher	1	1410 à 1460	k1 = 58	- Basaltes andésitiques (Viséen)
	2	1080 à 1410	k2 = 288	- Pérites et schistes vert olive (Ordovicien)
	3	1015 à 1080	k3 = 329	- Argiles permo-triasiques avec basaltes
	4	910 à 1015	k4 = 1252	- Calcaires et dolomies (Lias)
	5	750 à 910	k5 = 551	- Schistes vert violacé avec grès (Cambrien)
	6	730 à 750	k6 = 1020	- Calcaires et dolomies liasiques
	7	480 à 730	k7 = 86	- Argiles permo-triasiques
Kawane	1	1100 à 1200	k1 = 76	- Argiles permo-triasiques
	2	900 à 1100	k2 = 292	- Schistes vert violacé, avec grès (Cambrien)
	3	570 à 900	k3 = 944	- Schistes vert violacé, avec grès (Cambrien)
	4	537 à 570	k4 = 245	- Pérites et schistes vert olive (Ordovicien)

3.3. Evaluation de l'influence de la tectonique

L'analyse des profils de valeurs de l'indice SL (Fig. 7), permet de spatialiser les ruptures importantes de pente le long de chaque cours d'eau de l'amont à l'aval. Théoriquement, les ruptures, qui sont mises en évidence par des pics aux valeurs de SL anormalement élevées, indiquent probablement l'influence des accidents tectoniques, lorsqu'elles ne sont pas corrélables avec la variation de la lithologie (LARUE, 2014). De plus, les valeurs de cet indice sont influencées par la distance entre la source du cours d'eau et l'emplacement de la rupture (Eq. 4). Ainsi, en situant l'emplacement des pics SL observés dans les profils sur la carte géologique au 1/50000 (Fig. 2), nous avons abouti aux déductions suivantes :

- Dans le cas de l'oued Bouhellou, le premier petit pic SL, situé vers 2 km sur l'axe des longueurs, coïncide avec un contact anormal séparant les terrains du Cambrien (schistes et grès) de ceux de l'Ordovicien (pérites et schistes). La faible valeur SL de ce pic s'explique par la faible longueur qui le sépare de la source. Tandis que les pics les plus remarquables, qui apparaissent ensuite entre les longueurs 25 km et 35 km (où la valeur maximale de SL dépasse 6000), indiquent des failles majeures cadrant les formations permo-triasiques qui affleurent au sein de terrains carbonatés du plateau de Tahla.

- Pour l'oued Azher, on observe plusieurs pics dont nous avons retenu seulement les plus importants : ceux qui apparaissent vers 7,5 km reflètent deux failles principales situées dans la partie extrême amont du profil, dans les terrains permo-triasiques, avant que l'oued traverse les terrains paléozoïques de Tazekka. Les pics du tronçon entre 10 km et 15 km coïncident avec des failles affectant les terrains paléozoïques. Le pic situé vers 18,5 km, coïncide avec un accident majeur chevauchant et limitant les terrains permo-triasiques de la bordure nord-ouest de la boutonnière paléozoïque. Les pics suivants figurent des accidents affectants les terrains carbonatés liasiques du plateau de Tahla, tout en y favorisant l'affleurement des argiles permo-triasiques. Les derniers pics, les plus importants (où SL dépasse 5000), coïncident avec des accidents affectant les terrains carbonatés, traversés par le Kawane entre 28 km et 30 km, juste avant sa confluence avec le Bouhellou.

- Dans le cas du Kawane, les pics sont nombreux, d'importance irrégulière et avec de faibles valeurs de SL qui ne dépassent pas 2000. Lorsque l'on compare avec la carte géologique, ces pics reflètent les passages par des accidents tectoniques dans les terrains de la boutonnière paléozoïque de Tazekka. On y observe tout d'abord un premier petit pic, à environ 0,8 km sur l'axe des longueurs, indiquant le contact anormal entre le Permo-Trias et le Cambrien. L'ensemble des pics entre les longueurs 5 km et 8 km reflètent

aussi des accidents dans les terrains du Cambrien ; d'ailleurs le pic principal (où SL dépasse 1800), concorde avec un accident majeur ayant influencé et exagéré l'amplitude d'un méandre de Kawane vers 6,3 km. Les deux derniers pics (entre 9 km et 11 km) reflètent le contact anormal séparant le Cambrien de l'Ordovicien, juste avant la confluence avec Bouhellou.

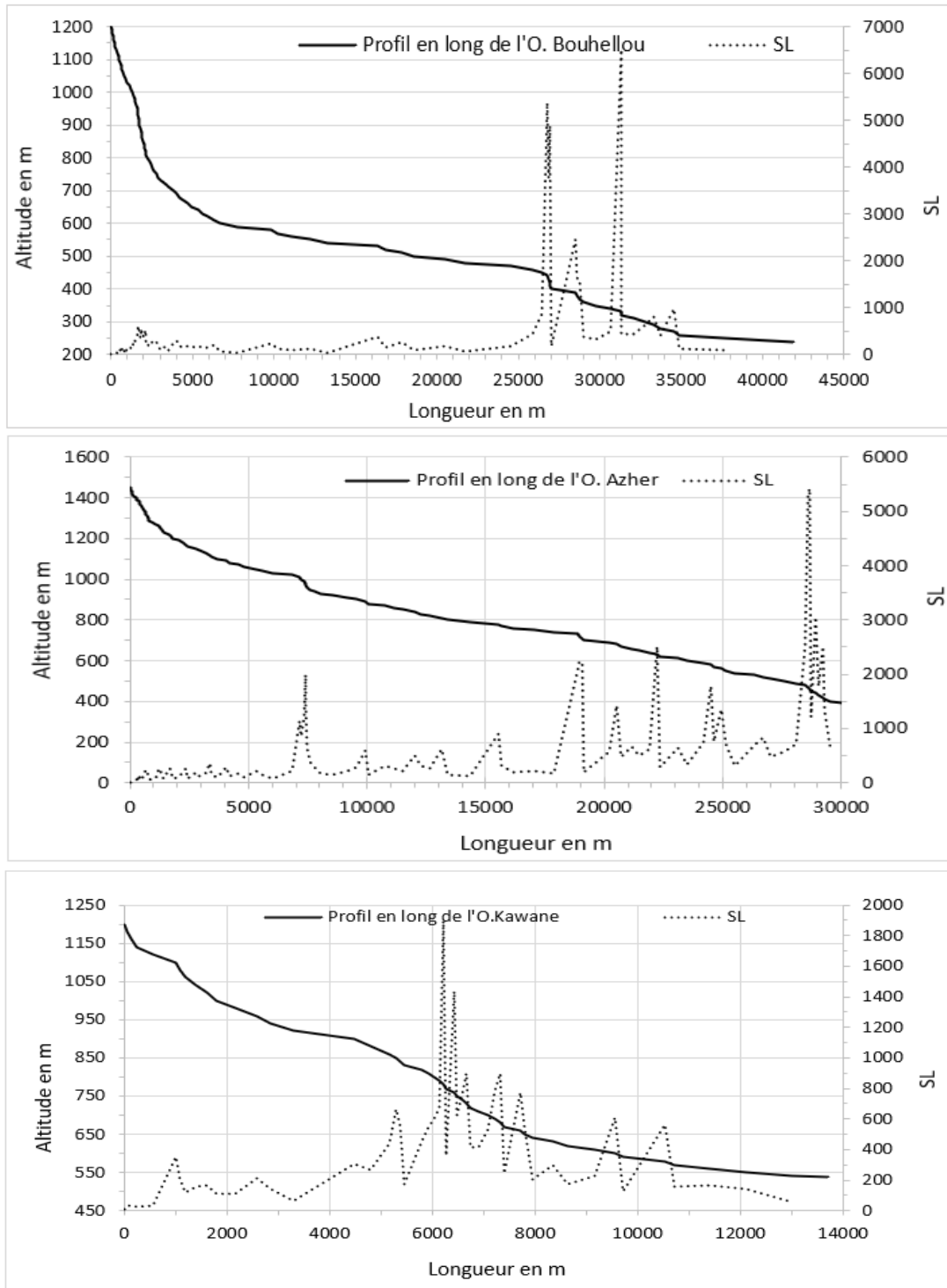


Figure 7 : Variation de l'indice SL le long des profils des oueds Bouhellou, Azher et Kawane.

4. DISCUSSION

Les résultats morphométriques obtenus sur les cours d'eau du bassin de Bouhellou mettent en évidence l'influence de la lithologie et les accidents tectoniques sur la forme de leurs profils longitudinaux. De façon générale, nous avons montré que la lithologie influence largement la concavité des profils, qui est plus prononcée sur les terrains moins résistants, comme les argiles permo-triasiques et les pelites et schistes du massif paléozoïque de Tazekka, par comparaison aux calcaires et dolomies liasiques de sa couverture mésozoïque. En plus de ces causes liées à l'état de l'érosion régressive différentielle dans le bedrock, les différences de l'encaissement global entre les trois cours d'eau sont à rattacher à des différences de maturité d'ajustement morphodynamique qui est plus accusée dans le cas du cours d'eau principal de Bouhellou, le plus encaissé par rapport à ces deux affluents. En gros, ces caractéristiques ont été mises en évidence par les indices de concavités IC et Er. Quant à l'influence de confluence sur les profils, elle est bien exprimée dans le cas de la confluence Azher-Bouhellou.

Nous avons aussi montré que les pentes des tronçons, appréciées par l'indice de pente k , sont corrélables avec le degré de résistance des terrains traversés : les plus accusées se développent sur les roches dures, comme les calcaires et dolomies liasiques où k varie de 1120 à 1538 et les plus faibles sur les roches friables, comme les argiles permo-triasiques où k varie de 76 à 98. Certaines ruptures de pentes, d'ordre mineur, pourraient correspondre à des discontinuités lithologiques lorsqu'on passe d'une unité lithologique à l'autre. Toutefois, dans le détail, des exceptions apparaissent et pourraient être dues à l'hétérogénéité des faciès au sein d'une même unité litho-stratigraphique, à la fracturation et la fissuration imputées qui fragilisent les roches. Les couvertures en formations superficielles, comme l'accumulation des alluvions dans le fond des oueds peuvent également influencer les valeurs de k . C'est le cas par exemple des tronçons n°3 et n°2 de Kawane et les tronçons n°3, n°4 et n°5 de Bouhellou, qui ont les mêmes lithologies (d'après la carte géologique), alors que les valeurs de k y connaissent une grande disparité.

Cependant, la comparaison des pics obtenus pour l'indice SL avec les données structurales de la carte géologique, montre qu'ils sont à attribuer à des ruptures de pentes (*knickpoints*) coïncidant avec les accidents tectoniques qui affectent les terrains, bien que dans certains cas, la part de l'influence de la lithologie apparait difficile à séparer de celle de la tectonique. Mais les pics les plus prononcés de l'indice SL révèlent souvent une origine tectonique. Toutefois, dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de bien formuler si les accidents tectoniques ont une influence active ou passive sur les profils. Néanmoins, les données sur la néotectonique régionale récente (MOREL, 1981 ; EL FELLAH, 1983 ; SABAOU, 1987), sont en faveur de l'influence active engendrée par la réactivation au Quaternaire récent d'anciennes failles et chevauchements, et par des soulèvements de blocs affectant les terrains du massif de Tazekka et de ses bordures, dans un contexte géodynamique de compression N-S, en relation avec la surrection et le chevauchement du Préfif vers le sud, sur les terrains du Moyen Atlas.

CONCLUSION

La méthode utilisée pour l'analyse morphométrique des profils longitudinaux de l'oued Bouhellou et de ses deux affluents, l'Azher et le Kawane, a apporté des indications intéressantes sur les influences de la lithologie des terrains traversés et de la tectonique. Les valeurs des indices de concavités IC et Er nous ont permis de comprendre le compartimentage des profils de l'amont vers l'aval, d'évaluer et de comparer l'encaissement global des trois cours d'eau, donc l'état d'avancement de l'érosion régressive à laquelle ils sont soumis. La variation de l'indice de pente k , déduite de l'analyse des profils en long semi-logarithmiques, a livré des informations intéressantes sur les pentes le long des profils et leurs relations avec la résistance des roches traversées.

Les valeurs de l'indice de gradient/longueur SL ont permis de localiser les ruptures brusques de pente liées aux accidents tectoniques. Les données géologiques sur le secteur d'étude attestent du contexte géodynamique actif, favorable aux phénomènes de réactivation des anciennes structures cassantes, ce qui

aurait pu, en conséquence, avoir des incidences sur les vitesses des phénomènes d'érosion régressive, qui ont façonné les profils en long des cours d'eau étudiés.

En définitive, le travail fourni dans cet article a apporté certainement des informations préliminaires, mais elles sont à notre avis intéressantes, car elles ouvrent de nouvelles perspectives de recherches sur la thématique abordée. Ces recherches permettront d'apporter plus de précisions quant aux interrogations soulevées.

BIBLIOGRAPHIE

- BISHOP P., HOEY T.B., JANSEN, J.D. & ARTZA, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted river in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6) : 767-778.
- BURNETT, A.W. & SCHUMM, S.A., 1983. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222: 455-464.
- CHARRIERE, A., 1990. Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse doctorat en sciences, Toulouse, 589 p.
- DEMOULIN, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24(2-3) : 189-208.
- DUVAL, A.R., KIRBY, E. & BURBANK, D.W., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, 109, F03002.
- EL FELLAH, B., 1983. Contribution à l'étude morphologique du couloir de Taza. *Bulletin de l'Institut Scientifique (Rabat)*, 7: 51-63.
- GOLDRICK, G. & BISHOP, P., 1995. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *The Journal of Geology*, 103(2): 227-231.
- GOLDRICK, G. & BISHOP, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5): 649-671.
- HACK, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *Geological Survey Professional Paper*, 249-B: 45-94.
- HACK, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1(4): 421-429.
- HOEPFFNER, C., 1978. Le massif paléozoïque de Tazzeka (Maroc) : analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sciences Géologiques, Bulletins et Mémoires*, 31(1): 33-44.
- HOEPFFNER, C., 1987. La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc. Thèse de doctorat en sciences naturelles, Strasbourg. 257 p.
- KELLER, E.A. & PINTER, N., 1996. *Active tectonics : earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New-Jersey, USA. 338 p.
- LANGBEIN, W.B., 1964. Profiles of rivers of uniform discharge. *United States Geological Survey Professional Paper*, 501-B: 119-122.
- LARUE, J.P., 2008. Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif central, France). *Noroi*, 207(2): 71-84.
- LARUE, J.P., 2014. Profils longitudinaux et ruptures de pente : enseignements géomorphologiques en Bretagne du sud. *Physio-Géo*, 8: 49-65.
- MCKEOWN, F.A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B.L. & MCGRATH, M.B., 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains region. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1807: 1-39.
- MOREL, J.-L., 1981. Analyse tectonique et photo-interprétation de la région de Taza (Rif oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 292: 1149-1152.
- SABAOUI, A., 1987. Structure et évolution alpine du Moyen Atlas septentrional sur la transverse Tleta des Zzerda-Maghraoua (Sud-Ouest de Taza, Maroc). Thèse 3^e cycle, Toulouse. 189 p.
- TAOUS, A., TRIBAK, A., OBDA, K., BAENA, R., LOPEZ LARA, E. & MIRANDA BONILLA, J., 2009. Karst et ressources en eau au Moyen Atlas nord-oriental. *Geomaghreb*, 5: 41-59.

TENNEVIN, M., 1978. Paysages karstiques du Moyen Atlas septentrional. *Méditerranée*, 32(1-2): 23-32.

WEISSEL, J.K. & SEIDL, M.A., 1998. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin. In TINCKLER, K.J. & WOHL, E.E. (Eds.), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, 107, Washington, D.C., pp. 189-206.

WHIPPLE, K.X., HANCOCK, G.S. & ANDERSON, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3): 490-503.