

Processus de glissement dans le Massif de Bokoya (Rif interne, Maroc) : exemple de Cala Bonita

Omar AZZOUZ¹, Bouchta EL FELLAH² & Ahmed CHALOUAN³

1. Université Mohammed Premier, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 524, 6000 Oujda, Maroc. e-mail : azzouz@sciences.univ-oujda.ac.ma

2. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géomorphologie et Cartographie, B.P. 703 Agdal, Rabat, Maroc. e-mail : elfellah@israbat.ac.ma

3. Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 1014 R.P., Rabat, Maroc. e-mail : chalouan@fsr.ac.ma

Résumé. L'examen morphostructural du versant de Cala Bonita permet de distinguer une succession de plusieurs phases de glissement rotationnel à translationnel. Leur développement est favorisé par la conjonction de plusieurs paramètres géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques. L'activité sismique que connaît la région augmente la vulnérabilité de la côte. Les nombreuses fissures et diaclases repérables vers l'amont du versant constituent des signes précurseurs d'éventuels glissements qui menacent directement les constructions urbaines de la ville d'Al Hoceima, adjacentes aux falaises. L'exemple de Cala Bonita illustre un modèle typique pouvant être extrapolé à tous les rebords maritimes instables du Massif de Bokoya.

Mots clés : Maroc, Rif, Bokoya, Cala Bonita, glissement, structures tectoniques, néotectonique, sous-écoulement.

Landslide process in the Bokoya Massif (Internal Rif, Morocco) : example of the Cala Bonita Bay.

Abstract. Morpho-structural analysis of the step-like structure of the cliff overhanging Cala Bonita bay, reveals a succession of several phases of rotational to translational slips, which contribute to progressive and continuous dismantling of the outlier mass. This surface dynamics is guided, controlled and maintained by the conjunction of several geological and geomorphological parameters, together with the contribution of underflow. The example of Cala Bonita is a typical model of landslide that fits with the characteristics of the internal zones, as the Bokoya as in the remainder of the Rif chain. This surface dynamics attests for continuous instability, materialized by tension gashes which move constantly. The dwellings recently built close to the cliff are already threatened, as indicated by some precursory signs (cracks and fractures at the top). Seismic activity increases the vulnerability degrees.

Key words: Morocco, Rif, Bokoya, Cala Bonita, sliding, tectonic structures, neotectonics, underflow.

INTRODUCTION

Le Massif de Bokoya est un édifice montagneux situé dans la partie centrale nord de la chaîne du Rif. Il s'étale sur une quarantaine de km entre la ville d'El Hoceima à l'est et le village de Torres à l'ouest, avec une largeur de 6 à 10 km (Fig. 1). Les matériaux carbonatés, massifs et rigides, de la Dorsale calcaire lui confèrent une morphologie de plateau ondulé qui ressort dans la topographie régionale. Cette morphologie se distingue par des formes émoussées et assez compartimentées, avec des altitudes maximales qui varient entre 500 et 700 m. La partie sommitale du plateau a été reconnue, sans difficulté apparente, comme repère topographique de la surface pontienne (Maurer 1968). Les bordures maritimes nord et est de ce massif se caractérisent par des falaises raides dépassant par endroits 300 m de dénivellation. Par ailleurs, ce massif est traversé par des entailles profondes qui montrent des profils en long des cours d'eau peu pentés, comme dans le cas des gorges à Boussekour et Tikkit.

Ces falaises, très abruptes, sont souvent le siège d'une instabilité qui se manifeste par des mouvements en masse sous forme de glissement, éboulement, et parfois par des phénomènes de solifluxion et de ravinement. Cette instabilité revêt beaucoup plus d'importance dans les environs immédiats de la ville d'Al Hoceima, où elle peut avoir des conséquences directes sur les constructions urbaines. En effet, la ville d'Al Hoceima se situe entre 100

et 200 m d'altitude, et son expansion actuelle a atteint des endroits reculés avoisinant les falaises. Les constructions urbaines actuelles se retrouvent ainsi sous la menace directe des éboulements et des glissements de terrain.

Le versant au sud de Cala Bonita est un exemple typique de ces zones à risque. Cette dynamique superficielle se matérialise par la superposition de plusieurs phases de glissement rotationnel à translationnel. Les phénomènes d'arrachement opèrent de manière progressive et continue en remontant la pente depuis la mer. Ils contribuent localement au démantèlement en masse d'une écaïlle de la Dorsale calcaire interne. Les signes précurseurs du recul progressif des glissements s'expriment au toit de cette écaïlle sous la forme de diaclases et de failles ouvertes qui menacent directement les constructions surplombant les falaises. Le développement de ces glissements est occasionné par la prédisposition des discontinuités tectoniques, les contrastes topographiques d'origine néotectonique et les effets du sous-écoulement, ainsi que par la grande instabilité sismique que connaît la région. L'analyse détaillée de ce secteur permet de mettre en relief l'importance de chacun des facteurs à l'origine du développement de ces glissements. Un modèle synthétique est établi, permettant de prévoir et de localiser les secteurs à risque de glissement dans tout le reste du Massif de Bokoya, là où le Domaine interne montre la même structuration.

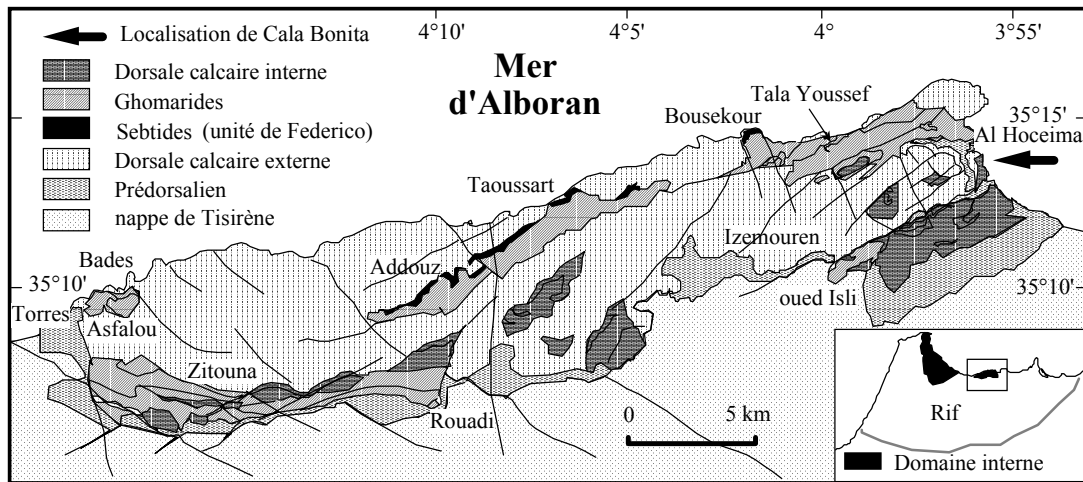


Figure 1. Schéma structural du Massif de Bokoya.

PREDISPOSITION DU DOMAINE INTERNE DES BOKOYA

Cadre géologique

Le Massif de Bokoya est un morceau du Domaine interne qui affleure dans la partie centrale nord de la chaîne du Rif. Il est représenté principalement par la Dorsale calcaire externe qui supporte sous forme de klippe tectoniques des terrains appartenant aux unités Sébtides, nappes Ghomarides et à la Dorsale calcaire interne. L'ensemble du massif repose sur les nappes de flyschs Tisirène par l'intermédiaire des séries marneuses du Prédorsalien (Fig. 1). Ces unités structurales se composent de plusieurs écaillés tectoniques, d'importance variable, empilées les unes sur les autres. Leur structuration, caractérisée par des déformations essentiellement cassantes relevant du niveau structural supérieur, résulte de la superposition de plusieurs phases compressives et distensives qui se sont succédées depuis l'Eocène jusqu'à l'actuel (Andrieux 1971, Mourier 1982, et Azzouz 1992).

1) La structuration interne de ces unités se rapporte surtout aux serrages N-S de la phase d'écaillage à l'Oligocène. Elle se matérialise généralement par des plans de chevauchement et de charriage à vergence principalement nord.

2) La mise en place finale des nappes Sébtides, Ghomarides et de la Dorsale calcaire interne par-dessus la Dorsale calcaire externe est assurée par des failles extensives de faible pendage principalement vers le sud. Elle est associée au relâchement tectonique de la phase distensive oligo-miocène liée à l'ouverture de la mer d'Alboran.

3) Le chevauchement du Massif de Bokoya par-dessus les nappes de flyschs Tisirène se fait par l'intermédiaire de contacts anormaux orientés N70 à vergence sud, associés souvent à des décrochements N120 dextres. Il est lié à la compression NNW-SSE de la phase post-burdigalienne.

4) La structuration définitive du massif se termine par les serrages postérieurs NNE-SSW, d'âge tortonien. Elle se

définit principalement par le système coulissant des accidents NE-SW senestres qui traversent l'ensemble du massif.

Impact de la néotectonique

Les bordures maritimes du Massif de Bokoya se caractérisent par un relief escarpé, marqué par des falaises raides taillées dans les matériaux carbonatés de la Dorsale calcaire. Cette topographie très accidentée est commune à tout le littoral rifain (Morel 1988, El Fellah 1994). Elle est le résultat des mouvements épirogéniques liés à l'effondrement de la mer d'Alboran (Cadet *et al.* 1978, Guensous *et al.* 1986, Comas *et al.* 1992, Chalouan *et al.* 1995, Meghraoui *et al.* 1996). Cette activité néotectonique se caractérise par des déformations essentiellement cassantes exprimées dans le Rif septentrional par deux familles de failles normales parallèles et perpendiculaires à la côte (Chalouan 1995). Ces failles existent également dans le chaînon de Bokoya, où elles ont joué un rôle déterminant dans le façonnement de sa topographie actuelle (Azzouz 1992). La première famille est représentée par des failles de direction N55 à N70, parfois N120, parallèles à l'allongement principal du massif, la deuxième par des failles sub-méridiennes (N160) transversales (Figs. 1 et 2).

Les jeux de ces deux familles de failles normales sont commandés par un régime tectonique distensif qui a réutilisé les principaux accidents décrochants et chevauchants pré-existants affectant la Dorsale calcaire externe. Leurs orientations orthogonales confèrent au Massif de Bokoya une structuration en damier bien particulière composée de horsts et grabens hectométriques à kilométriques. Par ailleurs, les failles subéquatoriales sont relativement plus fréquentes et de plus faibles rejets par rapport aux failles subméridiennes, ce qui explique la forme étirée des nappes des Ghomarides et de la Dorsale calcaire interne. Celles-ci occupent toujours les structures en graben, là où elles sont à l'abri de l'érosion (Fig. 1). En outre, l'alignement des falaises, des gorges et des cours d'eau dans le Bokoya se fait généralement suivant ces deux orientations (Azzouz 1992) (Figs. 1 et 2).

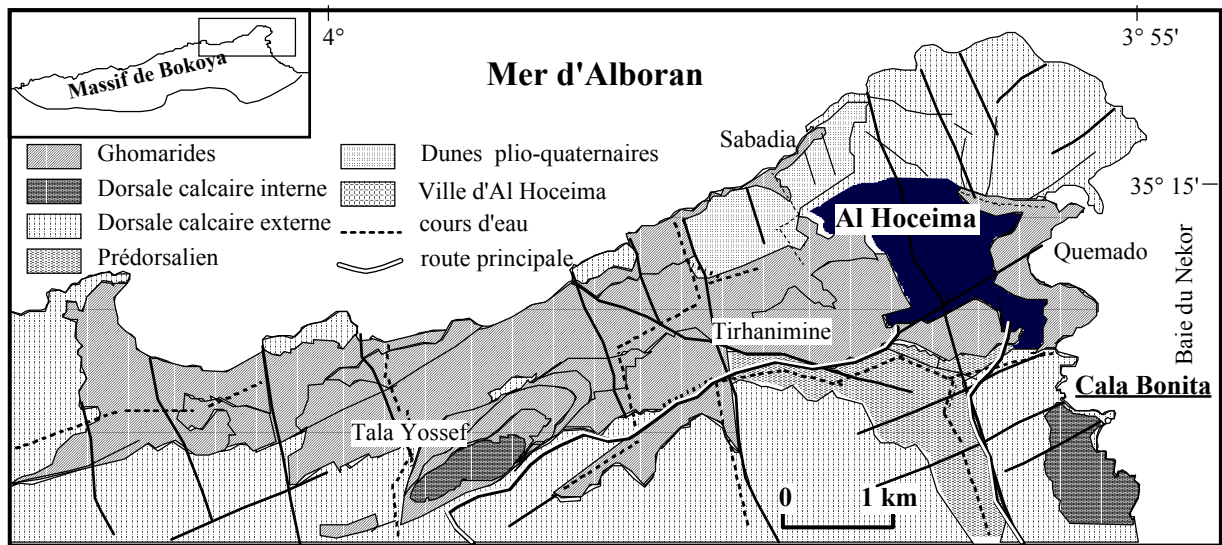


Figure 2. Schéma structural du secteur d'Al Hoceïma.

Sans pouvoir le prouver à cause de la lacune de sédimentation du Miocène moyen et du Tortonien, ces mouvements distensifs auraient commencé après les derniers serrages du Tortonien. Toutefois, de nombreuses failles normales fossilisées d'orientation subméridienne sont décrites dans les barres conglomératiques marines plio-quaternaires du secteur de Sabadilla. Une fracturation régulière du même type s'exprime fréquemment dans les dunes consolidées qui les surmontent. Ces failles sont de la même famille que celles de Rouadi, d'Asfalou et de Boussekour. Elles sont associées à un autre épisode plus récent de relâchement plio-quaternaire responsable de l'ouverture de la baie du Nekor (Azzouz 1992) (Fig. 2). Ceci est contraint par les données des sections sismiques en offshore, qui montrent l'existence d'un sillon étroit au front du Bokoya, d'orientation subéquatoriale à remplissage plio-quaternaire et qui serait encadré par des accidents majeurs synsédimentaires à rejeu verticaux (Guenous *et al.* 1986, Calvert *et al.* 1997, Chalouan *et al.* 1997). Ces constatations se vérifient également pour les bassins messiniens situés dans la partie orientale de la chaîne. Leur genèse est contrôlée par un régime distensif marqué notamment par ces deux familles de failles subméridiennes et équatoriales (Cadet *et al.* 1978, Azdimoussa & Bourgois 1993).

Cette activité néotectonique se traduit actuellement par l'activité sismique que connaît cette région. L'aléa sismique, tel qu'il a été évalué par Cherkaoui (1991), montre des intensités de séismes pouvant atteindre VI-VII MSK. Celles-ci sont susceptibles d'être dépassées une fois tous les 100 ans. En fait, cette région a été le siège de plusieurs séismes destructeurs dont ceux de 1641, 1750, 1755, 1801, 1848 (El Mrabet 1991). Les épencentres s'alignent toujours suivant des directions bien définies qui coïncident avec les principaux accidents qui structurent le Massif (Klein 1978, Medina & Cherkaoui 1992, Cherkaoui & Hatzfeld 1994, Medina 1995, Calvert *et al.* 1997). Toutefois, on note une correspondance parfaite entre les directions de ces deux familles de failles normales et

l'orientation des lignes des principales falaises qui délimitent le massif.

Le sous-écoulement

Le climat de la région d'Al-Hoceïma est de type semi-aride avec une moyenne des précipitations de 300 mm/an. Les deux stations pluviométriques avoisinantes sont situées à Al Hoceïma-ville, à 50 m d'altitude, et au sud, à Al Hoceïma aéroport, à 12 m d'altitude. Les températures de la ville d'Al Hoceïma ont des valeurs normales, avec une légère tendance à la hausse avec la latitude (Fig. 3, a). De même, les précipitations comparées des deux stations, distantes de 15 km environ, présentent des valeurs où l'effet d'abri est plus ressenti à l'aéroport, dans la baie du Nekor (Fig. 3, b).

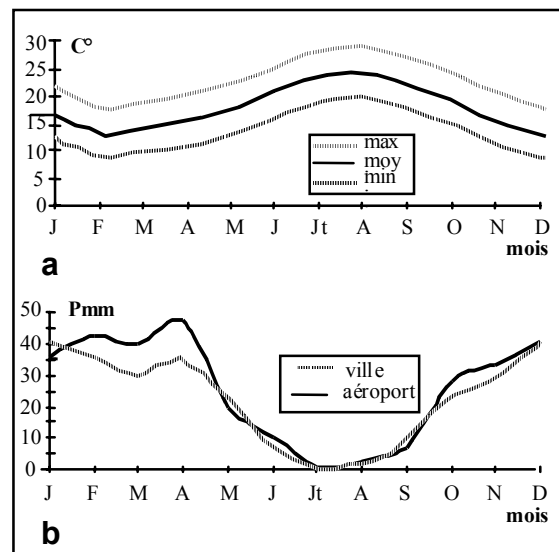


Figure 3. a, Températures à Al Hoceïma-ville (1960-90); b, précipitations comparées entre Al Hoceïma et son aéroport (20 km au sud de la ville).

Ces pluies s'infiltrèrent en partie dans le massif calcaire ou se déversèrent rapidement en mer par les ravins à caractère torrentiel. Les averses ont un pouvoir érosif remarquable dans les schistes paléozoïques et les marnes tertiaires du Prédorsalien qui abondent dans les environs de la ville d'Al Hoceïma, au niveau de Sabadilla et à l'ouest de Cala Bonita. Les phénomènes de ravinement et de solifluxion l'emportent souvent sur les instabilités profondes, car l'impact des pluies reste insignifiant pour déclencher des mouvements de masse (Pascon & Wusten 1983).

En dépit de ces faibles quantités de pluies durant les années de sécheresse 1991–1994, le séisme du 26 mai 1994 a provoqué un écoulement anormal qui a surpris la population installée à proximité des cours d'eau du massif de Bokoya. Les sources et les points d'eau ont manifesté une augmentation nette de leur débit. Cela prouve que l'allure de karst très évolué (paléokarst) que laisse supposer ce massif (Maurer 1968), est trompeuse, puisqu'il continue à renfermer d'importantes réserves en eau. Les matériaux carbonatés lapiazés et très fracturés augmentent la perméabilité et l'infiltration des eaux. Ces dernières, souvent piégées, peuvent constituer de véritables nappes phréatiques perchées au-dessus des niveaux argileux imperméables qui jalonnent les contacts de faible pendage à la base des différentes nappes. Ces eaux exercent de remarquables pressions et réduisent les forces de résistance au cisaillement. En effet, la fracturation abondante dans la Dorsale calcaire induit un écoulement profond qui ne cesse de suinter.

LE GLISSEMENT DE CALA BONITA

Éléments géologiques et structuraux

Le secteur étudié est situé sur la bordure est du Massif de Bokoya, juste au sud de la ville d'Al Hoceïma. Il est dominé par une nappe de la Dorsale calcaire interne qui repose localement par un contact de faible pendage sur la Formation des calcaires à silex liasique de la Dorsale calcaire externe (Fig. 4). Les matériaux carbonatés de cette nappe sont formés (Megard 1969, Mourier 1982) :

– d'une soixantaine de mètres d'alternances marmo-

dolomitiques rhétiennes disposées en bancs métriques de dolomies grises et de niveaux centimétriques à décimétriques de marnes jaunâtres ;

– d'une dizaine de mètres de dolomies massives attribuées à l'Hettangien ;

– et d'une quarantaine de mètres de calcaire blanc massif du Lias.

Cette série comporte à sa base des terrains détritiques rouges, complètement dilacérés, attribués au Trias moyen supérieur (Azzouz & Chalouan 2000). Ces matériaux, à prédominance argileuse, se présentent sous forme d'écailles métriques à décamétriques qui matérialisent localement le contact basal de cette nappe. Ils ont joué préalablement, comme d'ailleurs dans le reste du massif, le rôle de couche savon ayant facilité leur mise en place.

Cette nappe est constituée de trois écailles tectoniques, d'ordre hectométrique, séparées les unes des autres par des accidents chevauchants de direction N70 et pentées de 30° à 40° vers le SE (Fig. 4). Elles occupent localement une structure en demi-graben et elles sont encadrées au niveau de leur substratum par des failles normales de fort pendage d'orientation N70 et N120 ; ces dernières, en joignant le contact basal de cette nappe dessinent une surface curviligne de forme listrique ouverte vers le sud. Ce contact se poursuit vers le nord dans les marnes jaunâtres de la couverture oligocène de la Dorsale calcaire externe. L'ensemble de ces structures est repris postérieurement par des accidents E-W dextres et NE-SW senestres, attribuées aux serrages post-burdigalien et tortonien.

La bordure est du massif, surplombant la baie du Nekor, est dominée par un alignement de falaises abruptes d'orientation N160. Toutefois, ce tracé est interrompu par des saillants et caps de direction N55 à N70 (Figs 1 et 5). Cette morphologie, d'origine essentiellement néotectonique, est le résultat des mouvements épirogéniques produits par les jeux des deux familles de failles normales subméridiennes et subéquatoriales. Celles-ci sont de rejet hectométrique et on peut les suivre sur des distances kilométriques aussi bien sur le terrain que sur les photographies aériennes. Plus au nord, on constate qu'une

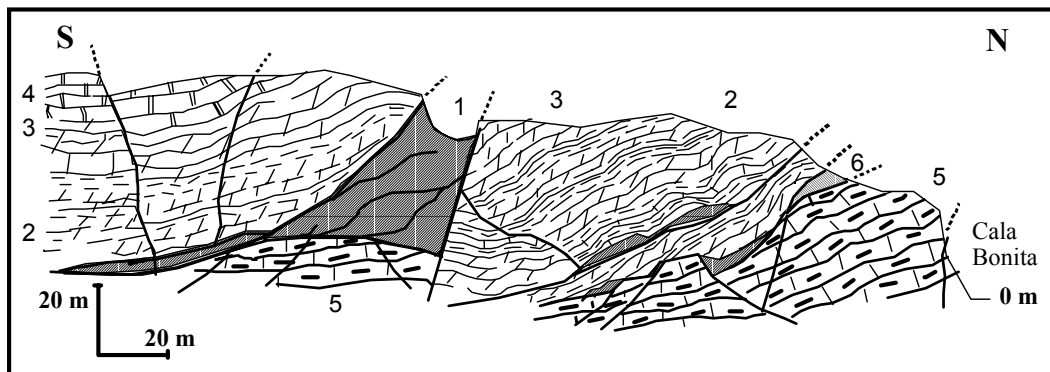


Figure 4. Coupe géologique du versant au sud de Cala Bonita. Dorsale calcaire interne. 1, Trias détritique rouge; 2, alternance de marnes et de dolomie du Rhétien; 3, dolomie massive de l'Hettangien et 4, calcaire blanc massif du Lias. Dorsale calcaire externe. 5, calcaire à silex du Lias; 6, marnes tertiaires.

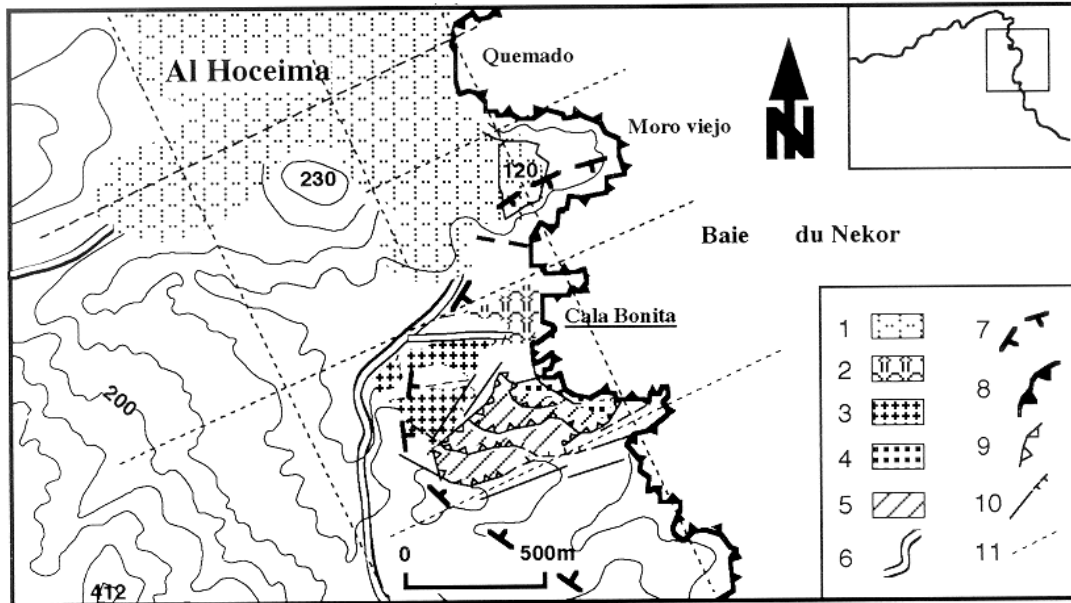


Figure 5. Carte topographique des environs d'Al Hoceima, avec la représentation des glissements de Cala Bonita. 1, zone urbaine ; 2, camping ; 3, habitations récentes ; 4, blocailles et éboulis ; 5, replats ; 6, route principale ; 7, zone dépendante de la dynamique littorale ; 8, falaises sur la mer >50 m ; 9, falaises liées aux glissements ; 10, fissures et ruptures secondaires ; 11, alignement des principales failles néotectoniques

grande partie de la ville d'Al Hoceima est construite sur des replats de forme géométrique proche du parallélo-gramme bien déterminée. Ils correspondent en fait à d'importantes structures en graben, délimitées de part et d'autre par des failles normales N160 et N55 à N70 (Fig. 5).

Examen morphostructural

Le versant situé au sud de la plage de Cala Bonita est marqué par une morphologie saccadée qui se poursuit de manière régulière depuis la mer jusqu'au sommet de la crête. Cette allure en marches d'escalier se distingue nettement dans la topographie locale. Elle se définit par une succession de cinq ruptures de pente de forme curviligne, continues sur des centaines de mètres. Ces ruptures sont de 10 à 25 m de commandement et elles sont séparées par des replats irréguliers, en gradins, de 40 à 60 m de largeur (Figs. 5 et 6). Leur expression est à associer à des jeux de failles normales qui affaissent de manière sérieuse les blocs carbonatés de la Dorsale calcaire interne. Les masses en mouvement progradent continuellement vers la plage tout en édifiant des replats qui basculent en contre-pente (vers l'amont). Elles déterminent ainsi cinq phases de glissement rotationnel et translationnel qui contribuent au démantèlement en masse de l'écaïlle supérieure de cette klippe. Cette dynamique correspond à un processus évolutif continu qui intéresse des zones de plus en plus reculées vers l'amont.

L'examen à l'affleurement montre que ces surfaces de rupture de forme curviligne sont composées d'un alignement de plusieurs segments de direction NE-SW, NW-SE et E-W. Ces orientations se font de manière oblique par rapport à la ligne principale de falaises subméridiennes qui prédominent dans ce secteur.

Cependant, elles coïncident parfaitement avec celles des principaux accidents décrochants qui affectent localement la nappe de la Dorsale calcaire interne. Par ailleurs, ces glissements se font parfois de manière oblique par rapport à la ligne de plus grande pente des falaises subméridiennes. Ils suivent préférentiellement le contact de faible pendage de la base de cette nappe. Ces discontinuités tectoniques verticales et horizontales correspondent effectivement à de véritables plans de faiblesse au sein de ces matériaux carbonatés massifs. Elles ont joué respectivement des rôles déterminants dans l'orientation des arrachements et dans l'accommodation de la translation des mégablocs impliqués dans ces glissements.

Processus de glissement

La côte de Cala Bonita est un exemple typique du littoral instable des Bokoya, taillée dans les matériaux carbonatés

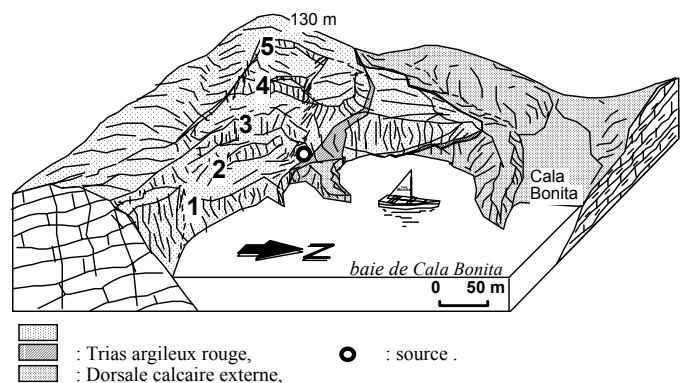


Figure 6. Représentation morphostructurale de la baie de Cala Bonita.

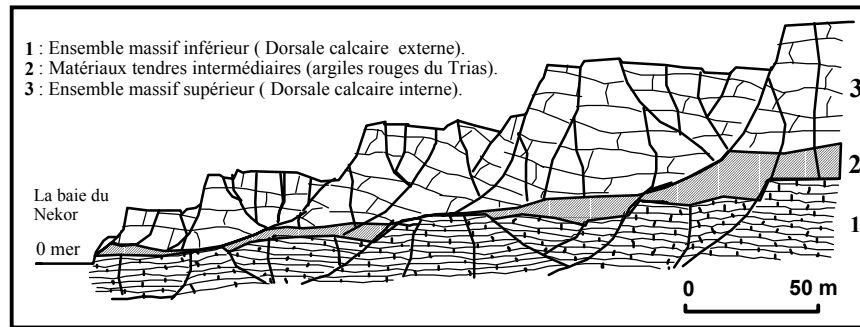


Figure 7. Modèle interprétatif de l'évolution du littoral de Bokoya (exemple de Cala Bonita).

massifs de la Dorsale calcaire. L'analyse morphostructurale révèle des formes d'érosion en masse qui contribuent localement au démantèlement de la nappe de la Dorsale calcaire interne. La multitude de cicatrices et de loupes emboîtées ou superposées témoigne de l'existence de plusieurs phases d'instabilité. Cette dynamique se traduit par un ensemble de glissements rotationnels à translationnels, qui se font aux dépens des principales structures tectoniques préexistantes (Fig. 7). La fracturation de ces roches correspond à de véritables plans de faiblesse qui facilitent le détachement et la translation des masses en mouvement, et sa réactivation est induite par l'instabilité néotectonique qui caractérise cette région. Les contrastes topographiques imposés par les mouvements épirogéniques se combinent à l'effet de la gravité et de la fracturation, et constituent le moteur principal de ces phénomènes de glissement et d'effondrement. En outre, le glissement de ces masses peut être aussi déclenché par des séismes, très fréquents dans cette région, qui rendent encore plus vulnérables ces discontinuités aux phénomènes d'arrachement.

Les processus évolutifs de cette dynamique se décèlent en allant de l'amont vers l'aval de ce versant. Le détachement des mégablocs s'effectue aux dépens des principaux accidents verticaux, prédisposés dans la nappe de la Dorsale calcaire interne. Ces discontinuités évoluent, dans un premier temps, sous forme de fissures et de failles ouvertes, tel qu'on peut le voir dans la partie sommitale de la klippe. Leur expression correspond à des indices précurseurs relatifs à d'éventuels glissements qui intéressent des zones de plus en plus reculées du versant de Cala Bonita. Au-delà d'un certain seuil d'ouverture et sous l'effet de la gravité, ces discontinuités sont reprises en failles normales qui engendrent un basculement en masse des mégablocs détachés. Contrairement à ce qui a été décrit par Margaa (1994), qui a insisté seulement sur les orientations NE-SW, ces ruptures se font bien suivant des directions NE-SW, NW-SE et E-W (Figs 5 et 6). Par ailleurs, la partie sommitale de la nappe est marquée par un réseau de fissures et de failles ouvertes qui s'orientent suivant ces trois directions.

Le mouvement de ces masses basculées se transpose ensuite suivant la discontinuité de faible pendage que matérialise le contact de base de la nappe. Cette discontinuité de forme curviligne se moule localement sur

la structure en demi-graben affectant leur substratum. Elle confère à ce contact une allure concave, ouverte vers la mer, évoquant les failles listriques, ce qui explique d'ailleurs les basculements en contre-pente que manifestent les mégablocs et par conséquent ce type de glissement rotationnel à translationnel. Ceci est facilité par la présence des matériaux argileux plastiques du Trias qui jouent le rôle de couche savon. Le contact de base de cette nappe est marqué localement par l'émergence d'une source de faible débit (Fig. 6). Son apparition témoigne de l'effet additif du sous-écoulement dans la genèse du glissement de Cala Bonita. Cette eau souterraine accuse le caractère lubrifiant des matériaux argilo-gypsifères du Trias qui jalonnent ce contact, là où se concentrent les surfaces préférentielles de glissement.

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Les glissements de Cala Bonita sont favorisés par la conjonction de plusieurs paramètres qui relèvent principalement des caractéristiques géologiques et structurales du Massif de Bokoya. Les contrastes rhéologiques permettent la concentration des mouvements de glissement dans les niveaux tendres, alors que les masses rigides se fragmentent en mégablocs aux dépens de leurs discontinuités intrinsèques et pré-existantes et subissent un déplacement différentiel lorsque les dénivellations topographiques le permettent. La translation des masses glissées est initiée d'une part, par les ébranlements séismiques qui sont à la base du déclenchement de ces glissements et d'autre part, par l'effet du sous-écoulement qui agit sur les matériaux argileux. Les processus de cette dynamique retracent un modèle de glissement typique qui s'applique à des terrains massifs et rigides séparés par des niveaux tendres et plastiques (Fig. 7).

Le Massif de Bokoya est formé par un empilement d'écaillés tectoniques à matériaux carbonatés massifs et rigides très fracturés, séparés par des contacts de faible pendage souvent remplis par des terrains tendres marneux ou argileux (Andrieux 1971, Mourier 1982, Azzouz 1992). Ce modèle de glissement se vérifie à plusieurs endroits du massif, là où la conjonction des structures géologiques et les contrastes topographiques le permettent. Par exemple, les glissements d'Asfalou sont associés particulièrement à une importante faille normale N160 qui délimite le Bokoya

du côté occidental (Fig. 1). Les mégablocs des dolomies triasiques massives de la Dorsale calcaire externe se détachent le long de discontinuités pré-existantes pour glisser par-dessus la semelle marneuse du Prédorsalien (El Fellah *et al.* 1996). Ces processus se vérifient également pour les glissements de Tala Youssef qui s'associent à une importante faille normale d'orientation N70. A cet endroit, la translation des séries marno-dolomitiques triasiques de la couverture des Ghomarides par-dessus les dolomies triasiques de la Dorsale calcaire externe est facilitée par la présence de terrains argileux gypsifères rouges du Trias. En outre, dans le secteur de Tirhanimines, le glissement des masses dolomitiques dévoniennes des Ghomarides par-dessus les schistes siluriens s'associe à une faille normale N70.

Comme il a été décrit par Margaâ (1994) dans la partie orientale du massif, la répartition des glissements se concentre à proximité des falaises ou le long des versants accidentés des principaux cours d'eau. L'examen structural montre que les manifestations de cette instabilité coïncident toujours avec la proximité des principales failles néotectoniques qui affectent le massif. En effet, de nombreux indices d'écroulement et d'éboulement se rencontrent tout au long de la côte. Leurs traces sont repérables par la fraîcheur des cicatrices d'arrachement,

comme par exemple dans le cas de la falaise d'Asfalou (El Fellah *et al.* 1996). Ainsi, des rochers de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers de tonnes, provenant du démantèlement de la Dorsale calcaire, jonchent la côte depuis Ajdir à l'est jusqu'à Torres à l'ouest. Toutefois, un grand nombre de blocs se débitent et tombent directement dans l'eau de mer sans que personne ne s'en aperçoive.

Le modèle établi montre un intérêt bien particulier permettant de prévoir et de localiser les zones à risque de glissement de terrain. Il peut s'extrapoler à l'ensemble du Domaine interne des Bokoya, qui montre par ailleurs les mêmes caractéristiques stratigraphiques, structurales et morphologiques. Ces études peuvent contribuer positivement dans la réalisation de cartes géotechniques et d'intervenir directement dans l'orientation des aménagements aussi bien dans les environs de la ville d'Al Hoceima que dans le reste du massif. En effet, la zone étudiée aux abords du camping de Cala Bonita donne l'impression qu'elle est assez bonne pour l'aménagement. Cependant, l'examen détaillé montre que ce secteur est affecté par de nombreuses cicatrices naissantes et de failles ouvertes qui s'intègrent dans un processus de glissement continu et dont la stabilité apparente n'est pas certaine ni durable.

Références

- Andrieux J. 1971. La structure du Rif central. Étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 235, 155 p.
- Azdimoussa A. & Bourgeois J. 1993. Les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le couloir sud-rifain du Tortonien à l'actuel. Stratigraphie séquentielle des bassins néogènes de la région du cap des Trois fourches (Rif oriental, Maroc). *J. Afr. Earth Sci.*, 17, 2, 233-240.
- Azzouz O. 1992. *Lithostratigraphie et tectonique hercynienne des terrains paléozoïques ghomarides du Massif des Bokoya (Rif Interne, Maroc)*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 208 p.
- Azzouz O. & Chalouan A. 2000. Essai de corrélation entre les séries triasiques des Ghomarides (Rif interne, Maroc) et celles de la Tunisie centrale et méridionale. In : Oujidi M. & Et-Touhami M. (éd.) : *Le Permien et le Trias du Maroc. Actes de la Première Réunion du Groupe Marocain du Permien et du Trias*. Hilal Impression, Oujda, pp. 25-35.
- Cadet J.P., Fourniguet J., Gigout M., Guillemin M. & Pierre G. 1978. La néotectonique des littoraux de l'arc de Gibraltar et des pourtours de la mer d'Alboran. *Quaternaria*, Roma, XX, 185-202.
- Calvert A., Gomez F., Seber D., Barazangi M., Jabour N., Ibnbrahim A. & Demnati A. 1977. An integrated investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 87, 3, 637-651.
- Chalouan A., Benmakhlouf M., Mouhir L., Ouazani-Touhami A., Saji R. & Zaghoul M.N. 1995. Les étapes tectoniques de la structuration alpine du Rif interne (Maroc). *Actes du IV^{ème} Colloque SECEG et SNED*, Seville, pp. 163-191.
- Chalouan A., Saji R., Michard A. & Bally R.W. 1997. Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran basin as inferred from seismic data off Morocco. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 81, 1161-1184.
- Cherkaoui T.E. 1991. *Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc*. Thèse Doctorat, Univ. Grenoble, France, 246 p.
- Cherkaoui T.E. & Hatzfeld D. 1994. Évaluation de l'aléa sismique au Maroc. 7^{ème} Cong. Intern. de l'AIGI, Lisboa, Portugal, 2065-2073.
- Comas M.C., Garcia Dueñas V. & Jurado M.J. 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran sea from MCS data. *Geo-Mar. Lett.* 12, 157-164.
- El Fellah B. 1994. Eboulement rocheux dans le Paléozoïque du Rif: présentation d'un cas sur la route Oued Lao - Jebha. 7^{ème} Congrès Intern. de l'AIGI, Lisboa, Portugal, 3927-3931.
- El Fellah B., Azzouz O. & Asebriy L. 1996. Sikha d'Asfalou; exemple de glissement littoral sur la côte méditerranéenne de Bokoya entre Torrès et Bades (Rif, Maroc). *ORSTOM, réseau érosion, Bull.* 16, 222-230.
- El Mrabet T. 1991. *La sismicité historique du Maroc*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Lettres, Rabat, 340 p (en arabe).
- Gensous B., Tesson M. & Winnock E. 1986. La marge méridionale de la mer d'Alboran : caractère structuro-sédimentaire et évolution récente. *Mar. Geol.*, 72, 341-370.
- Klein F.W. 1978. Hypocenter location program, HYPOINVERSE. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 78-694, 113 p.
- Margaa Kh. 1994. *Essai de cartographie des risques naturels : application à l'aménagement de la région d'Al Hoceima*. Thèse Univ. Franche-Comté, Besançon, France, 196 p.
- Maurer G. 1968. Les montagnes du Rif central; étude géomorphologique. *Trav. Inst. Sci.*, série Géol. & Géogr. phys., 14, Rabat, 499 p.
- Medina F. 1995. Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *J. Struct. Geol.*, 17, 1035-1046.
- Medina F. & Cherkaoui T.E. 1992. Mécanismes au foyer des séismes du Maroc et des régions voisines (1959-1986). Conséquences tectoniques. *Eclogae Geol. Helv.* 85, 433-457.

- Mégard F. 1969. Etude géologique de la chaîne du Rif : La partie orientale du Massif des Bokoyas. *Notes & Mem. Serv. géol. Maroc*, 194, 123-198.
- Meghraoui M., Morel J.L., Andrieux J. & Dahmani M. 1996. Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 141-157.
- Morel J.L. 1988. *Évolution récente de l'orogène rifain et son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes*. Mém. Géodiffusion, Paris, 4, 584 p.
- Mourier T. 1982. *Étude géologique et structurale du Massif des Bokkoya*. Trav. Lab. Géol. de l'Afrique, n°6. Univ. Paris sud. 270 p.
- Pascon P. & Wusten H. 1983. *Les Beni Bou Frah, essai d'écologie sociale d'une vallée rifaine*. Reproduction industrielle, Rabat, 297 p.

*Manuscrit reçu le 10 avril 2002
Accepté le 31 octobre 2002.*